

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"



SCUOLA POLITECNICA E DELLE SCIENZE DI BASE
AREA DIDATTICA SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

CORSO DI DOTTORATO 31° CICLO
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA, DELL'AMBIENTE E DELLE
RISORSE

TESI DI DOTTORATO IN
GEOLOGIA STRUTTURALE

*Analisi cinematica dei thrust fuori sequenza del Miocene superiore-Pliocene
inferiore in Appennino meridionale (Italia)*

Relatore

Prof. Stefano Vitale

Correlatore

Ph.D. Francesco d'Assisi Tramparulo

Candidato

Ernesto Paolo Prinzi

Matr. DR992407

Anno accademico 2017/2018

Indice

Riassunto	4
Abstract	10
1. Introduzione	15
2 Inquadramento Geologico Regionale	19
2.1 Assetto tettono-stratigrafico della Campania	21
2.1.1 Struttura profonda	25
2.2 Stratigrafia della Campania	27
2.2.1 Complesso di Accrezione Liguride (CAL)	28
2.2.1.1 Unità Nord-Calabrese	28
2.2.1.2 Unità Parasicilide	29
2.2.2 Dominio di Piattaforma Carbonatica Appenninica	29
2.2.2.1 Monte Bulgheria e Roccagloriosa	29
2.2.2.2 Monti Alburni, Cervati, Soprano e Chianello	30
2.2.2.3 Monti della Maddalena - Monte Foraporta	31
2.2.2.4 Isola di Capri	32
2.2.2.5 Monti Lattari, Picentini, Sarno, Avella e Caserta	32
2.2.2.6 Laviano e Monte Croce	33
2.2.2.7 Monti Camposauro, Matese, Maggiore e Massico	34
2.2.3 Unità del Bacino lagonegrese-molisano	35
2.2.3.1 Unità di Frigento	35
2.2.3.2 Unità Sepino-Monte Moschiatturo	36
2.2.3.3 Unità Sannio	36
2.2.3.4 Unità del Fortore	37
2.2.3.5 Unità della Daunia	37
2.2.3.6 Unità del Vallone del Toro	38
2.2.4 Depositi dei bacini di wedge-top	38
2.2.4.1 Gruppo del Cilento	39
2.2.4.2 Gruppo di Castelvete	39
2.2.4.3 Gruppo di Altavilla	41
2.2.4.4 Formazione della Baronina	42
2.2.4.5 Formazione di Sferracavallo	42
2.2.5 Depositi del Pleistocene-Attuale	42

3. Aree esaminate della catena sudappenninica.....	44
3.1 Introduzione	44
3.2 Monti Picentini	45
3.2.1 Finestre tettoniche di Campagna e Giffoni.....	45
3.2.1.1 Rilevamento geologico ed analisi strutturale	45
3.2.1.2 Finestra tettonica di Campagna.....	45
3.2.1.3 Finestra tettonica di Giffoni.....	63
3.2.2 Laviano.....	74
3.2.2.1 Rilevamento geologico ed analisi strutturale	77
3.3 Isola di Capri e Penisola Sorrentina	82
3.3.1 Isola di Capri	82
3.3.1.1 Lavori precedenti.....	82
3.3.1.2 Assetto tettonico proposto da questo studio	84
3.3.1.3 Assetto stratigrafico	85
3.3.1.4 Strutture alla mesoscala	87
3.3.2 Penisola Sorrentina.....	89
3.3.2.1 Assetto tettonico: settore OSO	89
3.3.2.2 Assetto tettonico: settore NE.....	98
3.4 Monti di Avella.....	101
3.4.1 Lauro-Monteforte-Montevergine.....	103
3.4.1.1 Conoscenze precedenti	103
3.4.1.2 Rilevamento geologico-strutturale.....	104
3.5 Monti di Caserta	112
3.5.1 Limatola e Monti Tifatini (Sant'Angelo in Formis).....	112
3.5.1.1 Rilevamento geologico ed analisi strutturale	112
3.6 Monte Massico	123
3.6.1 Lavori precedenti.....	123
3.6.2 Assetto stratigrafico	128
3.6.3 Assetto tettonico	135
4. Discussione dei dati	141
4.1 Monti Picentini	141
4.2 Capri e Costiera Sorrentina.....	146
4.3 Monti di Avella e Caserta.....	147
4.5 M. Massico.....	148
4.6 <i>Thrust</i> in-sequenza e fuori-sequenza dell'Appennino meridionale in Campania	154

5. Conclusioni	164
Bibliografia.....	167

Riassunto

Il presente lavoro consiste nel rilevamento e analisi strutturale di alcune aree chiave dell'Appennino meridionale con lo scopo di ricostruire l'evoluzione tettonica e la caratterizzazione dei principali sovrascorrimenti attraverso la definizione delle vergenze, orientazioni e stili deformativi delle diverse strutture alla mesoscala associate. L'assetto tettonico dell'Appennino meridionale è stato oggetto di numerosi studi, tuttavia, allo stato attuale mancano lavori di dettaglio sulle strutture compressive che hanno permesso la costruzione di questo orogene. Al fine di creare un *dataset* rilevante, questa ricerca ha avuto come punto di forza l'attività di campo che ha permesso l'acquisizione di numerosi dati giacitureali e cinematici delle strutture compressive analizzate. Il rilevamento ha permesso la realizzazione e implementazione di carte geologico-strutturali. Inoltre, al fine di vincolare temporalmente le strutture, sono stati datati su base paleontologica i depositi clastici posti a letto dei sovrascorrimenti analizzati.

L'Appennino meridionale è un fold-and-thrust belt, la cui costruzione è stata caratterizzata da un'alternanza di stili tettonici pellicolari (thin-skinned) e profondi (thick-skinned). Le principali unità tettoniche che lo compongono sono limitate da sovrascorrimenti a basso angolo dominati da flat-thrust attraverso i quali le masse rocciose hanno potuto viaggiare anche per diverse decine di chilometri. Le falde tettoniche che formano la pila tettonica sono suddivise in tre complessi principali: (i) unità del Bacino Liguride (Complesso di Accrezione Liguride); (ii) unità della Piattaforma Appenninica e (iii) unità del Bacino Lagonegrese-Molisano. Questi sono ricoperti in discordanza da diversi depositi di bacino di wedge-top del Neogene e da terreni post-orogenici quaternari continentali, marini e vulcanici. In generale, le unità del Bacino Liguride occupano le posizioni tettoniche più alte, sovrascorse sulle unità della Piattaforma Appenninica, che a loro volta ricoprono le unità del Bacino Lagonegrese-

Molisano. Come si evince dalle informazioni di numerosi pozzi e profili sismici, effettuati per l'esplorazione petrolifera o per scopi scientifici, le unità lagonegresi-molisane formano duplex tettonici e falde imbricate che ricoprono i carbonati della Piattaforma Apula sepolta. Tuttavia questa geometria è resa ulteriormente più complessa dalla successiva reimbricazione della pila tettonica che, localmente, inverte la sequenza di sovrapposizione strutturale descritta.

La presenza di questi sovrascorrimenti radicati in profondità, la cui emersione nel cuneo orogenico si esprime come thrust fuori sequenza, rende ancora più complessa l'architettura tettonica, spesso deformando i depositi discordanti dei numerosi bacini di wedge-top che si sono formati durante la migrazione del fronte orogenico tra il Miocene inferiore e il Pleistocene. Tuttavia, sebbene la letteratura geologica sia estremamente vasta, ancora non si ha a disposizione un quadro completo sulla cinematica e la vergenza dei sovrascorrimenti in- e fuori-sequenza che caratterizzano quest'orogene.

Il presente lavoro si pone quindi l'obiettivo di colmare questa lacuna attraverso l'analisi strutturale di alcune aree chiave nelle diverse porzioni di catena presenti nel territorio campano (Monte Massico, Monti Lattari, Picentini, di Avella e di Caserta) e di fornire un *framework* regionale della cinematica dei sovrascorrimenti, sia pellicolari "in sequenza" sia quelli "fuori sequenza" che coinvolgono le parti più profonde della catena. Alcune delle aree sono già studiate in passato da diversi autori, come ad esempio le finestre tettoniche di Giffoni e Campagna, altre meno come il Monte Massico.

Tenendo conto delle varie ricostruzioni degli assetti tettonici e deformativi nelle aree prese in considerazione, è stato possibile ricostruire l'evoluzione deformativa miocenica dell'Appennino campano.

In questo lavoro è presentata una ricostruzione degli eventi tettonici caratterizzata da quattro fasi principali, denominate da D1 a D4. La fase D1 è associata all'attività dei sovrascorrimenti in-sequenza, mentre le fasi D3 e D4 sono associate all'attività delle strutture fuori-sequenza. La fase D2, a differenza delle precedenti fasi compressive, è caratterizzata da estensione.

Affioramenti dove è possibile osservare i sovrascorrimenti in-sequenza responsabili dell'impilamento dei principali complessi cinematici, generalmente caratterizzati da faglie dominate da flat e quindi associati ad una tettonica di tipo pellicolare, sono estremamente rari. I sovrascorrimenti tra le unità Liguridi e le unità della Piattaforma Appenninica sono difficilmente osservabili a causa della natura poco competente dei depositi bacinali profondi che non preservano gli indicatori cinematici associati al sovrascorrimento. I thrust tra i carbonati della Piattaforma Appenninica e i terreni lagonegresi sono visibili esclusivamente nelle finestre tettoniche di Giffoni e Campagna. In particolare gli affioramenti migliori sono presenti a Giffoni Sei Casali e Giffoni Valle Piana, dove le dolomie triassiche (unità della Piattaforma Appenninica) sovrascorrono sugli Scisti Silicei (Unità di Frigento, Bacino Lagonegrese-Molisano). Gli indicatori cinematici indicano un trasporto tettonico verso est (fase D1). Più diffuse sono le strutture secondarie come thrust minori e pieghe associate. Queste si osservano sia nel *footwall* (Scisti Silicei e Calcari con Selce) sia nell'*hanging wall* (carbonati Meso-Cenozoici della Piattaforma Appenninica). A Giffoni Sei Casali thrust e pieghe associati a questa fase iniziale sono presenti nella successione lagonegrese mentre a Salitto sono osservabili nella successione dell'unità di Monte Croce (margine orientale della Piattaforma Appenninica). In queste due località queste strutture sono chiaramente associate alla fase D1 perché dissecate da faglie estensionali (fase D2) e deformate da pieghe e sovrascorrimenti delle successive fasi contrazionali (D3 e D4).

Esempi di strutture estensionali comprese tra due eventi compressivi sono osservabili in numerose località. Al Monte Massico, dicchi di arenarie della **Formazione di Caiazzo** sono presenti nei termini Cenozoici della successione carbonatica, successivamente piegati. A Limatola, faglie normali sono sigillate dai depositi della **Formazione di Caiazzo** posti a letto di thrust fuori-sequenza. Nei Monti Tifatini (Sant'Angelo in Formis) ci sono evidenze di faglie normali (D2) suturate dalle Arenarie di Caiazzo successivamente invertite come thrust (D4). A Laviano, faglie normali (D2) bordano graben riempiti dai depositi della **Formazione di Castelvete** e sono dissecate da piccoli sovrascorrimenti (D4). Nella finestra tettonica di Giffoni Sei Casali, superfici di thrust (D1) sono dissecate da faglie normali coniugate (D2), basculate dalle successive fasi contrazionali (D3-D4). Nella finestra tettonica di Campagna, pieghe e thrust della prima fase sono dissecate da faglie estensionali (D2) successivamente basculate. Tutte queste evidenze suggeriscono che la fase estensionale sia da mettere in stretta relazione con la deposizione dei depositi clastici del **Gruppo di Castelvete**. È possibile ipotizzare che nel Tortoniano superiore, il cuneo d'accrezione sia stato interessato da estensione probabilmente in seguito al suo sovrappessamento tettonico, che ha prodotto la formazione di un esteso bacino di wedge-top. Per la diffusione di tali depositi, il bacino doveva avere dimensioni delle centinaia di chilometri visto che si estendeva dalla Campania settentrionale (**Formazione di Caiazzo**), Daunia e Fortore (**Formazione di San Bartolomeo**), attraverso un settore centrale (**Formazione di Castelvete**) e meridionale (**Formazioni di Monte Sierio e Monte Croce**), fino all'estremo sud con le **Formazioni del Gorgoglione e di Oriolo** in Basilicata.

Particolare attenzione è stata posta al rilevamento geologico-strutturale dell'area del Monte Massico. Lo studio ha permesso di ricostruire l'assetto tettonico dell'area, finora poco studiata. Questo è caratterizzato dalla sovrapposizione di due sistemi di thrust fuori-

sequenza in quanto entrambi i sistemi di sovrascorrimenti deformano i depositi di wedge-top basin della **Formazione di Caiazzo (Gruppo di Castelvete)**. Il primo sistema è formato da un thrust principale e thrust ad alto angolo secondari che lo tagliano. Tali strutture indicano un raccorciamento NE-SO/E-O come è evidente dalle strutture alla meso-scala come strutture S-C e pieghe. Al contrario il secondo sistema di thrust, è caratterizzato solo da thrust prevalentemente di rampa, ben rappresentato dalla faglia nella cava di San Mauro, e indica un raccorciamento N-S. Quindi l'intera architettura tettonica consiste nella sovrapposizione di due sistemi di thrust, caratterizzati da vergenze differenti. Le relazioni di sovrapposizione tra le due fasi di sovrascorrimento indicano che il raccorciamento N-S è più giovane. Infine è stato studiato in dettaglio il detrito di marmo, incluse le masse decametriche di Marmo Cipollino, i blocchi e i conglomerati nella **Formazione di Caiazzo**, unico esempio della presenza di queste rocce metamorfiche nei depositi di bacino di wedge-top del Miocene superiore in Appennino meridionale. In questo scenario, la **Formazione di Caiazzo**, affiorante nel settore occidentale del M. Massico, rappresenta la variazione locale del **Gruppo di Castelvete**. Essa è formata alla base da un assemblaggio caotico, che include detrito di rocce plutoniche, calcari, marmi e rocce di bacino profondo. Nel modello paleogeografico proposto, durante il Burdigaliano medio, il M. Massico era situato nel settore settentrionale del dominio della Piattaforma Appenninica. In quel momento il fronte orogenico stava migrando verso Est, raschiando via le coperture del Bacino Ligure. Successivamente, nel Tortoniano superiore, si è formato il bacino di wedge-top del **Gruppo di Castelvete** alimentato da (i) detrito calcareo e di bacino profondo della Piattaforma Appenninica e della falda Ligure, rispettivamente, entrambi formanti il cuneo alloctono; (ii) rocce plutoniche e metamorfiche (incluso il detrito di marmo) provenienti dall'Arco Calabro-

Peloritano e infine (iii) litici vulcanici sin-orogenici, prevalentemente di composizione felsica, originati da sorgenti situate nell'arco vulcanico del Tirreno centrale.

Riassumendo i principali risultati di questa ricerca questo sono:

- una migliore definizione delle vergenze della fase di strutturazione in-sequenza delle unità della Piattaforma Appenninica nelle finestre tettoniche di Giffoni e Campagna;
- il riconoscimento di una fase estensionale coeva alla messa in posto dei depositi di bacino di wedge-top del **Gruppo di Castelvete**, mai descritta in precedenza;
- la ricostruzione evolutiva dei successivi raccorciamenti fuori-sequenza. Questi impulsi tardivi vengono descritti in pochi lavori generalmente basati su dati indiretti, ne consegue che questo lavoro di dettaglio ha permesso di definire meglio le porzioni di catena interessate dalla deformazione, le variazioni regionali nelle vergenze e le età; quest'ultima risulta essere successiva alla messa in posto dei depositi di wedge-top del **Gruppo di Castelvete**, ovvero più giovane del Messiniano inferiore;
- la ricostruzione dell'assetto strutturale e stratigrafico dell'Area del Monte Massico;
- la realizzazione di una carta di dettaglio dell'area del Monte Massico.

Abstract

The present work consists in a survey and structural analysis of some key areas of the southern Apennines with the aim of reconstructing the tectonic evolution and the characterization of the main thrusts by defining the tectonic vergences, orientations and deformation styles of the associated mesoscale structures. The tectonic structure of the southern Apennines has been the subject of several studies; however, at present no detailed work on the compressive structures that allowed the construction of this chain exists. In order to create a detailed dataset, this research included a fieldwork that allowed the acquisition of several attitude and kinematic data of the analyzed compressive structures. The survey allowed the realization and implementation of geological-structural maps. Moreover, in order to put a temporal constrain for the thrusting activity, the fossil content in the clastic deposits placed in the footwall of the analyzed thrusts was analyzed.

The southern Apennines are a fold-and-thrust belt, whose construction was characterized by alternating shallow (thin-skinned) and deep (thick-skinned) tectonic styles. The main thrust sheets composing the tectonic pile are bounded by low-angle thrust faults dominated by flat-plane through which the rock masses moved for several tens of kilometers.

The thrust sheets include three main tectonic complexes: (i) units of the Ligurian Basin (Ligurian Accretionary Complex); (ii) units of the Apennine Platform and (iii) units of the Lagonegrese-Molisano Basin. These are unconformably covered by several Neogene wedge-top basin deposits and continental, marine and volcanic quaternary post-orogenic rocks. In general, the units of the Ligurian Basin occupy the highest tectonic positions, overthrust on the units of the Apennine Platform, which in turn cover the units of the Lagonegrese-Molisano Basin. As marked by several wells and seismic profiles, carried out for oil exploration or for scientific purposes, the

Lagonegrese-Molisano Basin units form tectonic duplexes and imbricate horses that cover the carbonates of the buried Apulian Platform.

However, the tectonic stack is subsequently deformed by deep-seated thrusts, whose emergence in the orogenic wedge is expressed as out-of-sequence thrust, often deforming the discordant deposits of the several wedge-top basin that were formed during the migration of the orogenic front between the lower Miocene and the Pleistocene.

Although the literature is extremely vast on the southern Apennines geology, a complete outline on the kinematics and vergence of the in- and out-sequence thrusts that characterize this part of the orogenic belt still lacks.

Therefore, the present work aims to fill this knowledge gap, through the structural analysis of some key areas in the different portions of the chain located in the Campania region (Monte Massico, Monti Lattari, Picentini, Avella and Caserta) and to provide a regional framework of the thrusts kinematics, both "in-sequence" and "out-of-sequence". Some of the areas have already been studied in the past by several authors, such as the tectonic windows of Giffoni and Campagna, others lesser such as the Mt. Massico.

Taking into account the various reconstructions of the tectonic structures in the analyzed areas, it was possible to reconstruct the Miocene deformation evolution of the chain cropping out in the Campania region.

This paper presents a reconstruction of the tectonic events characterized by four main phases, called D1 to D4. The phase D1 is associated with the activity of the in-sequence thrusts, while the phases D3 and D4 are associated with the activity of the out-of-sequence structures. The phase D2, on the contrary of the previous phases, is characterized by extension.

Outcrops where it is possible to observe the in-sequence thrusts, responsible for the stacking of the main kinematic complexes and generally characterized by faults dominated by flat, are extremely rare. The thrust between the Ligurian units and the Apennine Platform units are difficult to observe due to the weak rheology of the deep basin deposits that do not preserve the conservation of the kinematic indicators associated with the thrust. The thrust between the carbonates of the Apennine Platform and the Lagonegro rocks are visible only in the tectonic windows of Giffoni and Campagna. In particular, the best outcrops are observed at Giffoni Sei Casali and Giffoni Valle Piana, where the Triassic dolomites (Apennine Platform unit) overthrust on the Scisti Silicei (Frigento unit, Lagonegrese-Molisano Basin). The kinematic indicators mark a tectonic transport towards the east (phase D1). Secondary structures such as minor thrusts and associated folds are more widespread. These are hosted both in the footwall (Scisti Silicei and Calcari con Selce) and in the hanging wall (Meso-Cenozoic carbonates of the Apennine Platform). In Giffoni Sei Casali, thrust and folds, associated with this early phase, are present in the Lagonegro succession. In Salitto locality, they are located within the succession of Monte Croce unit (eastern margin of the Apennine Platform). In these two localities these structures are clearly associated to the D1 phase because they are deformed by extensional faults (phase D2) and deformed by folds and thrusts of the subsequent shortening phases (D3 and D4).

Examples of extensional structures confined between the compressive events D1 and D3, are reported for many analyzed areas. At Monte Massico, sandstone dikes of the Caiazzo Formation occur in the Cenozoic carbonate succession, subsequently folded. At Limatola, early normal faults are sealed by deposits of the Caiazzo Formation hosted in the footwall of out-of-sequence thrusts. In the Tifatini Mountains (Sant'Angelo in Formis) there are evidences of normal faults (D2) sealed by the Caiazzo sandstones, subsequently inverted as thrust (D4). At Laviano, normal faults (D2) bordering graben filled by the deposits of the Castelvete formation are crosscut by small thrusts

(D4). In the tectonic window of Giffoni Sei Casali, thrust planes (D1) are deformed by normal conjugated faults (D2), tilted by the successive shortening phases (D3-D4). In the Campagna tectonic window, folds and thrusts of the D1 phase are deformed by extensional faults (D2) and subsequently tilted. This evidence suggests that the extensional phase is closely related to the deposition of the Castelvete Group clastic deposits. In the upper Tortonian, the overthickened accretionary wedge was affected by extension resulting in the formation of a wide wedge-top basin. For the occurrence of such deposits in the whole southern Apennines, the basin was probably of hundreds of kilometers long. In fact, it extended from the northern Campania (Caiazzo Formation), Daunia and Fortore (San Bartolomeo Formation), through a central sector (Castelvete Formation) and southern (Monte Sierio and Monte Croce Formations), to the southernmost area with the Gorgoglione and Oriolo Formations in Basilicata region.

Particular attention was paid to the geological-structural survey of the Monte Massico area. The study allowed the tectonic structure reconstruction of the area, previously poorly studied. This is characterized by the superposition of two thrust systems. The first one is formed by a main flat-thrust and secondary high-angle thrusts that cut it. Such structures recorded a NE-SW/E-W shortening as evidenced by meso-scale features such as S-C structures and folds. On the contrary, the late thrust system is dominated by ramps, well represented by the fault in the San Mauro quarry, which indicates an N-S shortening. In summary the whole tectonic architecture results from the interference of these two thrust systems, everyone characterized by different orogenic vergences. The crosscutting relations between the two thrusting phases indicate that the N-S shortening is the youngest. Finally, the marble detritus hosted in the Caiazzo Formation (Castelvete Group) was studied in detail. This includes the decametric masses of Cipollino Marble and conglomerates, the only example of the occurrence of these metamorphic rocks in the wedge-top basin deposits of the upper Miocene in the southern Apennines. In this scenario, the

Caiazzo Formation, cropping out in the western sector of Mt. Massico, represents the local variation of the Castelvetero Group, formed at the base by a chaotic assemblage, which includes debris of plutonic rocks, limestone, marble and deep basin rocks. In the proposed paleogeographic model, during the middle Burdigalian, the Mt. Massico succession was located in the northern sector of the Apennine Platform domain. At that moment the orogenic front was migrating to the East, scraping off the Ligurian Basin cover. In the upper Tortonian, the wedge basin of the Castelvetero Group was formed, fed by calcareous and deep basin rocks debris of the Apennine Platform and the Ligurian nappe, respectively, both forming the alloctonous wedge; (ii) plutonic and metamorphic rocks (including marble debris) from the Calabria-Peloritani Arc and finally (iii) syn-orogenic volcanic lithics, mainly felsic in composition, originating from sources located in the central Tyrrhenian volcanic arc.

The main results of this research are:

- a better definition of the orogenic vergences of the in-sequence thrusts between the Apennine Platform and Lagonegro units exposed in the Giffoni and Campagna tectonic windows;
- the report of an extensional phase coeval with the setting up of the wedge-top basin deposits of the Castelvetero Group, never described before;
- the reconstruction of successive out-of-sequence shortenings;
- the reconstruction of the structural and stratigraphic architecture of the Mt. Massico area and the drawing up of a detailed geological and structural map of the area.

1. Introduzione

L'Appennino meridionale è una *fold-and-thrust belt* la cui costruzione è stata caratterizzata da un'alternanza di stili tettonici pellicolari (*thin-skinned*) e profondi (*thick-skinned*) (e.g., Butler et al., 2000; Mazzoli et al., 2000; Calabrò et al., 2003). Le principali unità tettoniche che lo compongono sono limitate da sovrascorrimenti a basso angolo dominati da *flat-thrust* attraverso i quali le masse rocciose hanno potuto viaggiare anche per diverse decine di chilometri. Tali sovrascorrimenti sono ulteriormente dissecati da *thrust* caratterizzati da una prevalenza di rampe con rigetti minori.

Negli ultimi anni sono state presentate varie ricostruzioni dell'evoluzione tettono-stratigrafica del sistema Appennino meridionale/Arco Calabro-Peloritano (CPT) dall'Oligocene superiore all'attuale, utilizzando la gran quantità di dati geologici acquisiti per più di due secoli. In questo lavoro è stato adottato quello proposto da Vitale e Ciarcia (2013, 2018), in cui la catena sud-appenninica è suddivisa in nove complessi cinematici principali, ognuno confinato da sovrascorrimenti pellicolari regionali e caratterizzati da insiemi di unità tettoniche. La distinzione tra i differenti complessi cinematici è definita dall'età dei depositi d'avanfossa (Bonardi et al., 2009).

Se la datazione dei depositi di avanfossa e dei primi depositi discordanti (*wedge-top basin*) ha permesso una buona risoluzione del *timing* degli impulsi tettonici (e.g. Vitale e Ciarcia, 2013), ancora poco si sa sulla cinematica e la vergenza delle principali unità tettoniche durante la costruzione orogenica.

Gli stessi autori stabiliscono che le vergenze orogeniche sono molto variabili nel tempo e nello spazio. Le vergenze registrate nelle unità poste nelle posizioni tettonicamente più alte

della catena (unità Liguridi e unità Lungro-Verbicaro; Vitale, 2005; Vitale e Mazzoli, 2009; Vitale et al., 2010, 2011; Ciarcia et al., 2009a, 2012) del Miocene inferiore-medio, indicano una prevalenza del trasporto tettonico verso SE (rispetto al sistema attuale di riferimento geografico). D'altro canto le vergenze registrate nella maggior parte delle successioni (Pantosti et al., 1986; Cavinato et al., 1993; Hippolyte et al., 1994; Ferranti et al., 1996; Tozzi et al., 1996; Scrocca e Tozzi, 1999; Pace et al., 2001; Cesarano et al., 2002; Bravi et al., 2006; Caiazza et al., 2006; Pertusati e Bonanno, 2009; Tavani e Cifelli, 2010; Vitale et al., 2012) nel Miocene superiore indicano un trasporto tettonico variabile tra NNO e NE. Infine, le vergenze del Pliocene-Pleistocene Medio, registrate, prevalentemente, nel settore esterno della catena appenninica (Hippolyte et al., 1994; Piedilato e Prosser, 2005; Mazzoli et al., 2006), indicano un trasporto tettonico verso E/NE.

A rendere ancora più complessa l'architettura tettonica di questo orogene è la presenza di sovrascorrimenti radicati in profondità la cui emersione nel cuneo orogenico si esprime come *thrust* fuori sequenza (Vitale et al., 2017a), spesso deformando i depositi discordanti dei numerosi bacini di *wedge-top* che si sono formati durante la migrazione del fronte orogenico tra il Miocene inferiore e il Pleistocene.

Quindi, sebbene l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale sia stato oggetto di numerosi studi, allo stato attuale mancano lavori di dettaglio delle strutture compressive che hanno permesso la costruzione di questo orogene. Il presente lavoro si pone dunque l'obiettivo di colmare questa lacuna attraverso l'analisi strutturale di alcune aree chiave nelle diverse porzioni di catena presenti nel territorio campano (Monte Massico, Monti Lattari, Picentini, di Avella e di Caserta) e di fornire un *framework* regionale della cinematica dei

sovrascorrimenti, sia pellicolari “in sequenza” sia quelli “fuori sequenza” che coinvolgono le parti più profonde della catena.

Nel successivo paragrafo è sinteticamente descritta la geologia del settore campano dell’Appennino meridionale (Fig. 1.1.1). A seguire i risultati del lavoro di campo ed analisi dei dati sono esposti per aree di studio ed infine sono discussi.

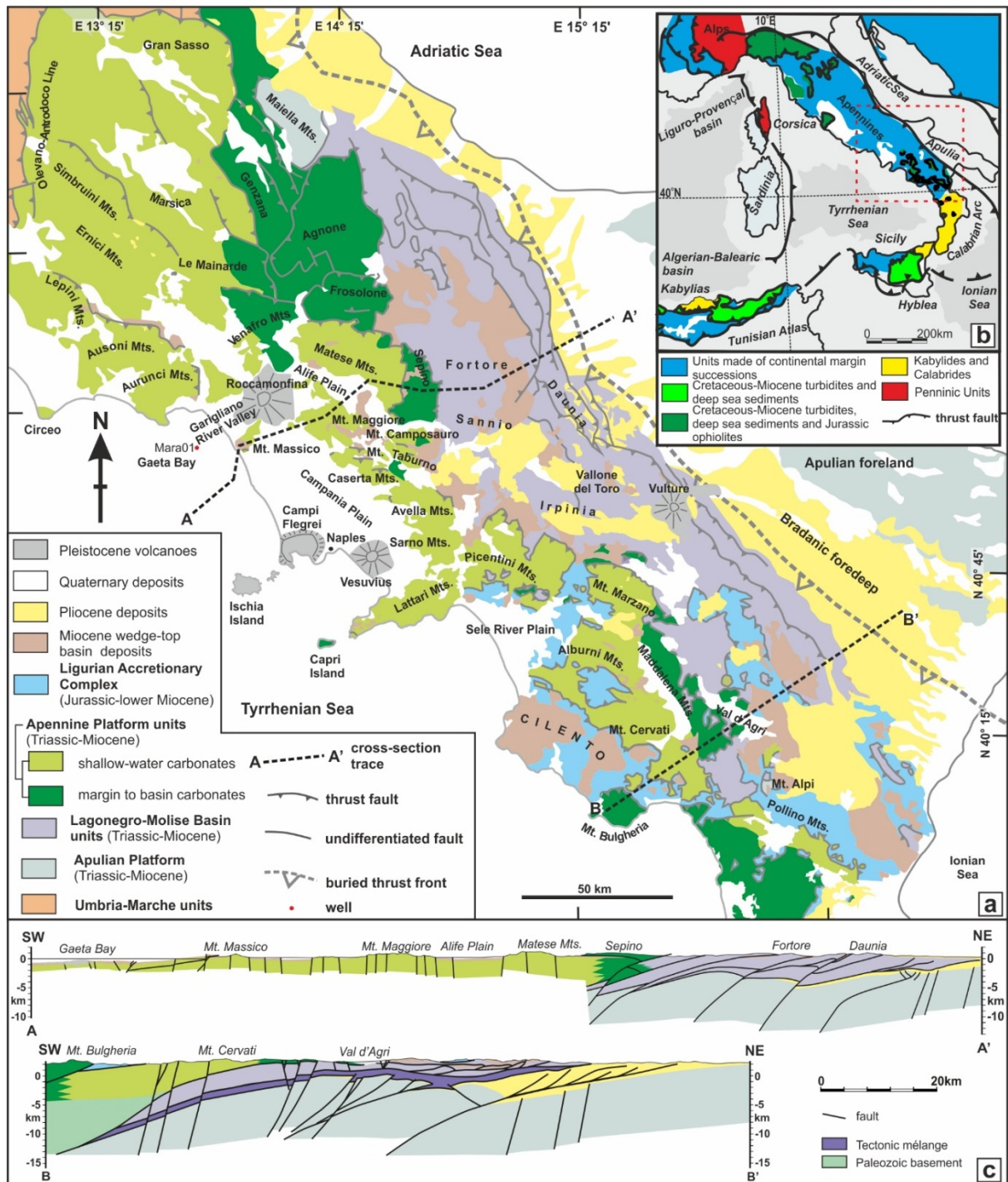


Fig. 1.1.1 (a) Carta geologica schematica dell'Appennino meridionale (da Vitale et al., 2018, modificata). (b) Schema tettonico semplificato delle catene circum-mediterranee centrali (da Vitale et al., 2015, modificata). (c) Sezioni geologiche (da Mazzoli et al., 2008 e Vitale e Ciarcia, 2018, modificate).

2 Inquadramento Geologico Regionale

La catena a pieghe e sovrascorrimenti dell'Appennino meridionale è il risultato della subduzione della litosfera oceanica Liguride sotto la placca Europa/AlKaPeCa (Cosentino et al., 2010; Carminati et al., 2012; Vitale & Ciarcia, 2013, 2018 *cum biblio*), con la migrazione del fronte orogenico verso i quadranti orientali, come conseguenza dell'arretramento flessurale della placca subducente (meccanismo del *roll-back*, Malinverno & Ryan, 1986). La subduzione della litosfera oceanica ha avuto inizio nel Paleocene/Eocene (Rossetti et al., 2001), con differenti stadi tettonici parossistici, quali le migrazioni rapide dei fronti di sovrascorrimento durante l'Oligocene-Langhiano e il Tortonian-Pliocene, con relativa apertura, rispettivamente, dei bacini di retroarco Ligure-Provenzale e Tirrenico (Dewey et al., 1989; Faccenna et al., 2001).

L'evoluzione orogenica mio-pliocenica è stata segnata dalla sedimentazione di depositi torbiditici calci- e silico-clastici, sia nei bacini di avanfossa che nei bacini di *wedge-top* (e.g. Ascione et al., 2012), le cui età vincolano e definiscono la sequenza temporale degli impulsi tettonici (e.g. Vitale & Ciarcia, 2013, Fig.1.2.1), tra cui alcuni sovrascorrimenti fuori-sequenza, che spesso rappresentano le strutture da raccorciamento meglio conservate della regione (Vitale et al., 2017a). Il raccorciamento crostale è terminato all'inizio del Pleistocene Medio seguito da una generale risalita dell'orogene, compresa l'Avanfossa Bradanica (e.g. Amato, 2000). Successivamente la catena è stata soggetta ad un nuovo regime tettonico caratterizzato da un'estensione NE-SO (Hyppolite et al., 1994) con la formazione di faglie prevalentemente estensionali che dissecano l'intera struttura orogenica (Caiazza et al., 2006). Durante le fasi tettoniche estensionali del Pleistocene, lungo il margine della Campania e sul fianco occidentale dell'Appennino meridionale, si sono generate diverse depressioni strutturali tra le quali la Piana Campania, la Piana del Sele, il Golfo di Salerno, il

Golfo di Napoli, il Vallo di Diano e il Bacino di Auletta, controllate principalmente da faglie normali a sviluppo NO-SE e NE-SO (Fig. 1.1.1; Ippolito et al., 1973; Mariani e Prato, 1988; Brancaccio et al., 1991; Barchi et al., 2007). Queste aree sono state sede della sedimentazione di depositi più o meno potenti di ambiente lacustre e marino costiero, spesso alternati e ricoperti da rocce vulcaniche, soprattutto durante il tardo Pleistocene-Olocene.

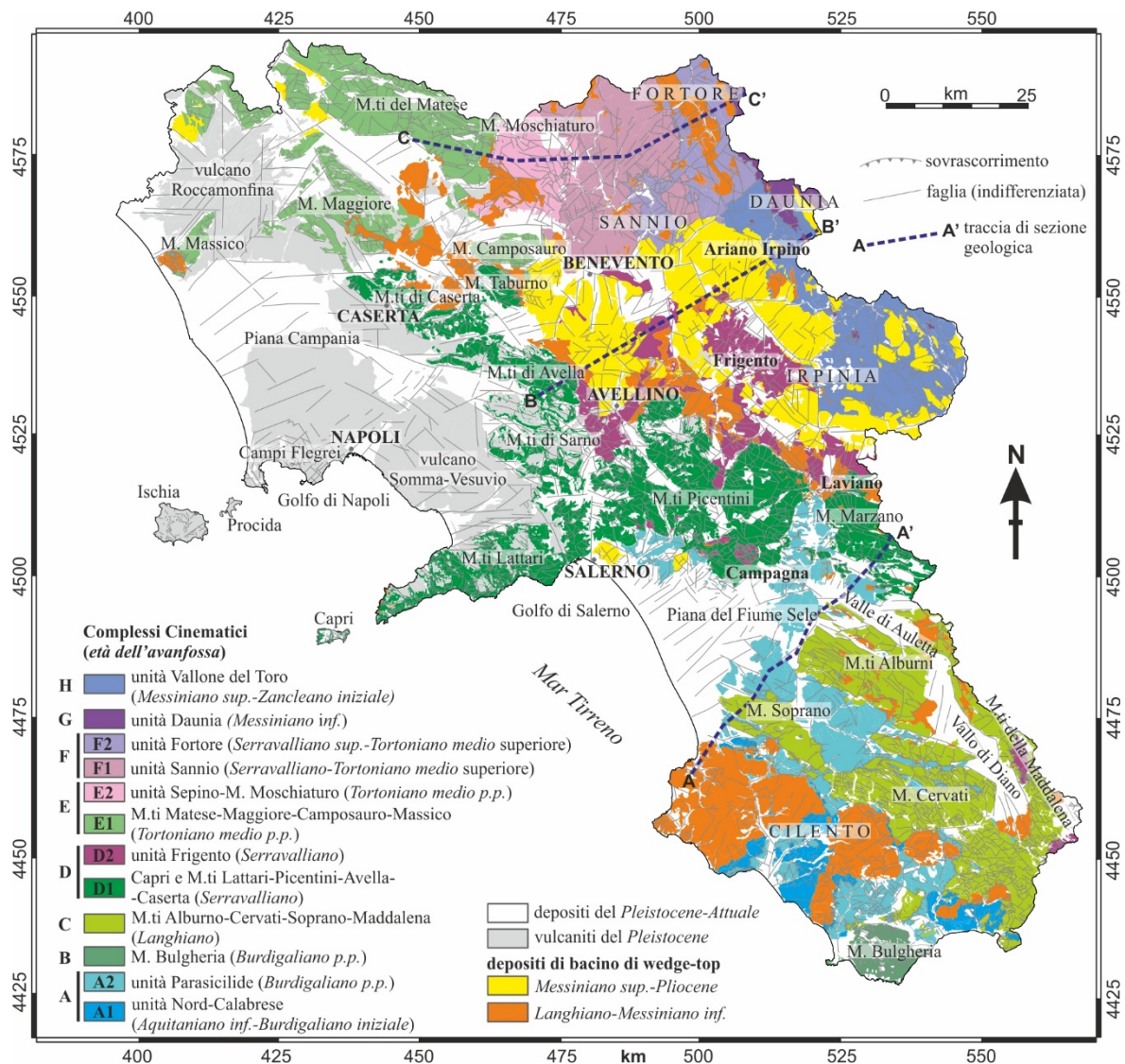


Fig. 2.1 Carta dei complessi cinematici nel settore campano dell'Appennino meridionale (da Vitale e Ciarcia, 2018).

2.1 Assetto tettono-stratigrafico della Campania

Il territorio regionale della Campania, in Italia meridionale, è caratterizzato da una struttura che consiste nella sovrapposizione di più falde tettoniche (Fig.1.2.1) derivanti dalla deformazione di successioni sedimentarie meso-cenozoiche originatesi in ambienti da bacino marino profondo a mare basso. Le falde principali sono limitate da sovrascorrimenti a basso angolo, la cui attività si è realizzata prevalentemente nel Cenozoico. L'intera pila tettonica, compresi i depositi discordanti mio-pliocenici, è ulteriormente deformata da sovrascorrimenti ad alto angolo di età prevalentemente pliocenica. La pila orogenica è infine dissecata da faglie ad alto angolo, normali e trascorrenti, dal Pleistocene all'Attuale, la cui attività ha generato bacini intramontani, in catena, e pianure costiere, lungo il margine tirrenico; tra queste ultime risalta la Piana Campana che ospita i vulcani attivi del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei.

La Campania comprende un vasto settore dell'Appennino meridionale (Fig. 1.1.1), dove l'impalcatura orogenica è caratterizzata dalla sovrapposizione di diverse falde di ricoprimento, raggruppate in tre complessi tettonici principali: (i) unità del Bacino Liguride (Complesso di Accrezione Liguride, CAL); (ii) unità della Piattaforma Appenninica (PA) e (iii) unità del Bacino Lagonegrese-Molisano (BLM). Questi sono ricoperti in discordanza da diversi depositi di bacino di *wedge-top* del Neogene e da terreni post-orogenici quaternari, continentali, marini e vulcanici.

Le unità tettoniche che formano i tre complessi tettonici principali possono essere raggruppate a loro volta in complessi cinematici (Fig. 1.2.1), dove per complesso cinematico s'intende un insieme di unità tettoniche confinato da sovrascorrimenti regionali (generalmente a basso angolo) e caratterizzato da successioni che hanno la stessa età del

deposito di avanfossa e che si sono deformati in un comune intervallo temporale. Nella regione Campania si possono individuare otto complessi cinematici principali (identificati con le lettere da A a H, Fig. 1.2) così definite:

A) Unità Liguridi (Nord-Calabrese e Parasicilide) con avanfosse dell'Aquitano inferiore-Burdigaliano p.p.;

B) carbonati di piattaforma-margine–scarpata del Monte Bulgheria con avanfossa del Burdigaliano p.p.;

C) monti Alburno, Cervati e Maddalena (Bonardi et al., 1988b; Patacca et al., 1990; Patacca e Scandone, 2007; Bonardi et al., 2009), con età dell'avanfossa del Langhiano;

D) questo complesso comprende le successioni di piattaforma e margine dell'isola di Capri, Monti Lattari, Picentini, di Avella e Caserta e le successioni bacinali lagonegresi dell'unità di Frigento con età dell'avanfossa del Serravalliano;

E) carbonati di piattaforma dei monti del Matese, Camposauro, Maggiore e Massico e la successione di margine di Sepino-Moschiatturo con avanfossa di età Tortonian medio p.p.;

F) questo complesso è formato dai depositi del Bacino Lagonegrese-Molisano (unità Sannio e Fortore) ed è caratterizzato da depositi d'avanfossa del Tortoniano superiore;

G) successioni bacinali dell'unità della Daunia con età dell'avandossa del Messiniano inferiore;

H) successioni bacinali dell'unità Vallone del Toro con età dell'avanfossa del Messiniano superiore-Zancleano basale.

In generale, le unità del Bacino Liguride (Complesso A; Fig. 2.2.1) occupano le posizioni tettoniche più alte, sovrascorse sulle unità della Piattaforma Appenninica (Complessi B, C, D), che a loro volta insieme al complesso E ricoprono le unità del Bacino Lagonegrese-Molisano (Complessi E, F, G e H). Come si evince dalle informazioni di numerosi pozzi e profili sismici, effettuati per l'esplorazione petrolifera (ViDEPI, 2018) o per scopi scientifici (Progetto CROP04, Mazzotti et al., 2007), le unità lagonegresi-molisane formano *duplex* tettonici e falde imbricate che ricoprono i carbonati della Piattaforma Apula sepolta. Tuttavia questa geometria è ulteriormente resa più complessa dalla successiva reimbricazione della pila tettonica che, localmente, inverte la sequenza di sovrapposizione strutturale descritta.

Il risultato dell'evoluzione polifasica descritta è in parte rappresentato nelle tre sezioni mostrate in Fig. 2.2.2 rappresentative di tre diversi settori della catena (tracce in Fig. 2.2.1); la sezione A-A' comprende le zone interne della catena appenninica, mentre le sezioni B-B' e C-C' illustrano principalmente la struttura delle zone esterne.

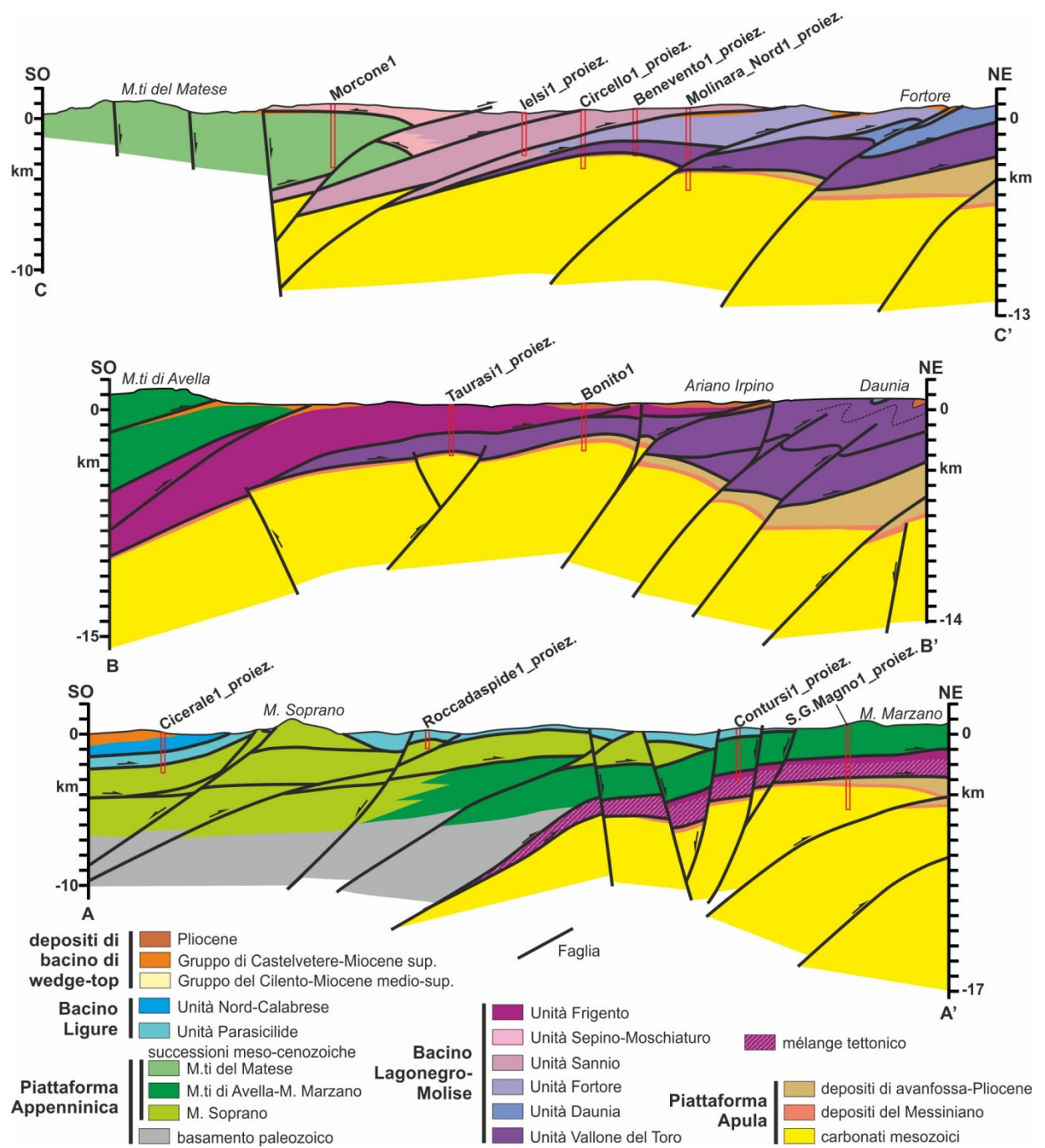


Fig. 2.1.1 Sezioni geologiche (le tracce sono mostrate in Fig. 1.2.1) (da Vitale e Ciarcia, 2018).

2.1.1 Struttura profonda

La struttura profonda dell'Appennino meridionale è un tema ancora ampiamente dibattuto. Uno degli argomenti più controversi è il ruolo della tettonica “pellicolare” (*thin-skinned tectonics*) ovvero che interessa livelli crostali superficiali caratterizzata da una prevalenza di sovrascorrimenti paralleli alla stratificazione (*flat fault*) e di quella “profonda” che al contrario interessa spessori di roccia più importanti (*thick-skinned tectonics*) e definita prevalentemente da sovrascorrimenti che dissecano la stratificazione (*ramp fault*), durante l'evoluzione orogenica cenozoica. Anche se indagini geofisiche profonde, come il progetto CROP04, hanno fornito gli strumenti per far luce su questo argomento, le interpretazioni tettoniche sono state diverse e spesso fortemente contrastanti (ad esempio, Butler et al 2005, Catalano e altri, 2004, Cippitelli, 2007, Menardi Noguera e Rea 2000; Patacca e Scandone, 2007; Shiner et al., 2004; Scrocca et al., 2007; Vitale et al., 2012; Vitale e Ciarcia, 2013). In questo lavoro, viene sostenuta l'ipotesi di una alternanza tra i due tipi di deformazione così distribuiti: (i) la predominanza di sovrascorrimenti a basso angolo durante la formazione del Complesso d'Accrezione Ligure (CAL) e l'imbricazione delle falde lagonegresi-molisane (BLM); (ii) il coinvolgimento del basamento paleozoico durante il sovrascorrimento dei carbonati appenninici sulle unità lagonegresi-molisane e, infine, (iii) un importante cambiamento nello stile tettonico avvenuto fin dal Miocene terminale con lo sviluppo di sovrascorrimenti radicati in profondità che, localmente intersecano verso l'alto il prisma dell'alloctono come *envelopment thrusts* (es. Vitale et al., 2017a).

Le tre sezioni geologiche (A-A', B-B' e C-C', fig. 2.1.1; da Vitale e Ciarcia, 2018) descrivono la struttura profonda in tre diversi settori della regione (le tracce sono mostrate in figura 2.1). La sezione A-A' comprende le zone interne della catena appenninica, mentre le sezioni B-B' e C-C' illustrano principalmente la struttura delle zone esterne. La sezione A-A',

corrispondente al settore campano della linea sismica CROP04, mostra l'intera pila di falde dell'Appennino meridionale formata, dall'alto verso il basso, dal CAL, PA, unità lagonegresi-molisane (Unità di Frigento) e unità della Piattaforma Apula sepolta. Nel lato occidentale della sezione, il sovrascorrimento principale tra PA e BLM coinvolge il basamento Paleozoico a sua volta dissecato da sovrascorrimenti tardivi dominati da rampe (*thick-skinned deformation*).

La sezione B-B' mostra nuovamente la PA sulle unità BLM (Unità Frigento) con l'interposizione dei depositi del Miocene superiore del **Gruppo di Castelvetero**. Ancora una volta i sovrascorrimenti tardivi dominati da rampe intersecano e tagliano i carbonati della Piattaforma Apula e le unità alloctone, formando, nella parte più orientale (settorio Daunia), una zona altamente deformata costituita da anticlinali e sinclinali con sviluppo chilometrico, vergenti a NE che deformano anche i depositi di bacino di wedge-top pliocenici.

Infine, la sezione C-C' mostra la sovrapposizione dell'Unità Sepino-Mt. Moschiatturo (BLM) sulla successione dei Monti del Matese (PA) mediante un retroscorrimento che coinvolge i depositi del **Gruppo di Castelvetero**. A sua volta, la successione di piattaforma carbonatica appenninica (PA) si sovrappone tettonicamente su una pila di falde lagonegresi-molisane formata dalle unità di Sannio, Fortore, Daunia e Vallone del Toro (BLM). I sovrascorrimenti tra la successione dei Monti del Matese e le unità Sepino-M. Moschiatturo, Sannio e Fortore sono tutti associati a sovrascorrimenti radicati in profondità che deformano i carbonati sepolti della Piattaforma Apula. Al contrario, i sovrascorrimenti che separano tra loro le falde del Fortore, della Daunia e del Vallone del Toro sono associati alla tettonica pellicolare post-messiniana.

2.2 Stratigrafia della Campania

Di seguito saranno descritte brevemente le principali unità presenti nelle successioni affioranti nel territorio della Campania, schematizzate in Figura 2.2.1.

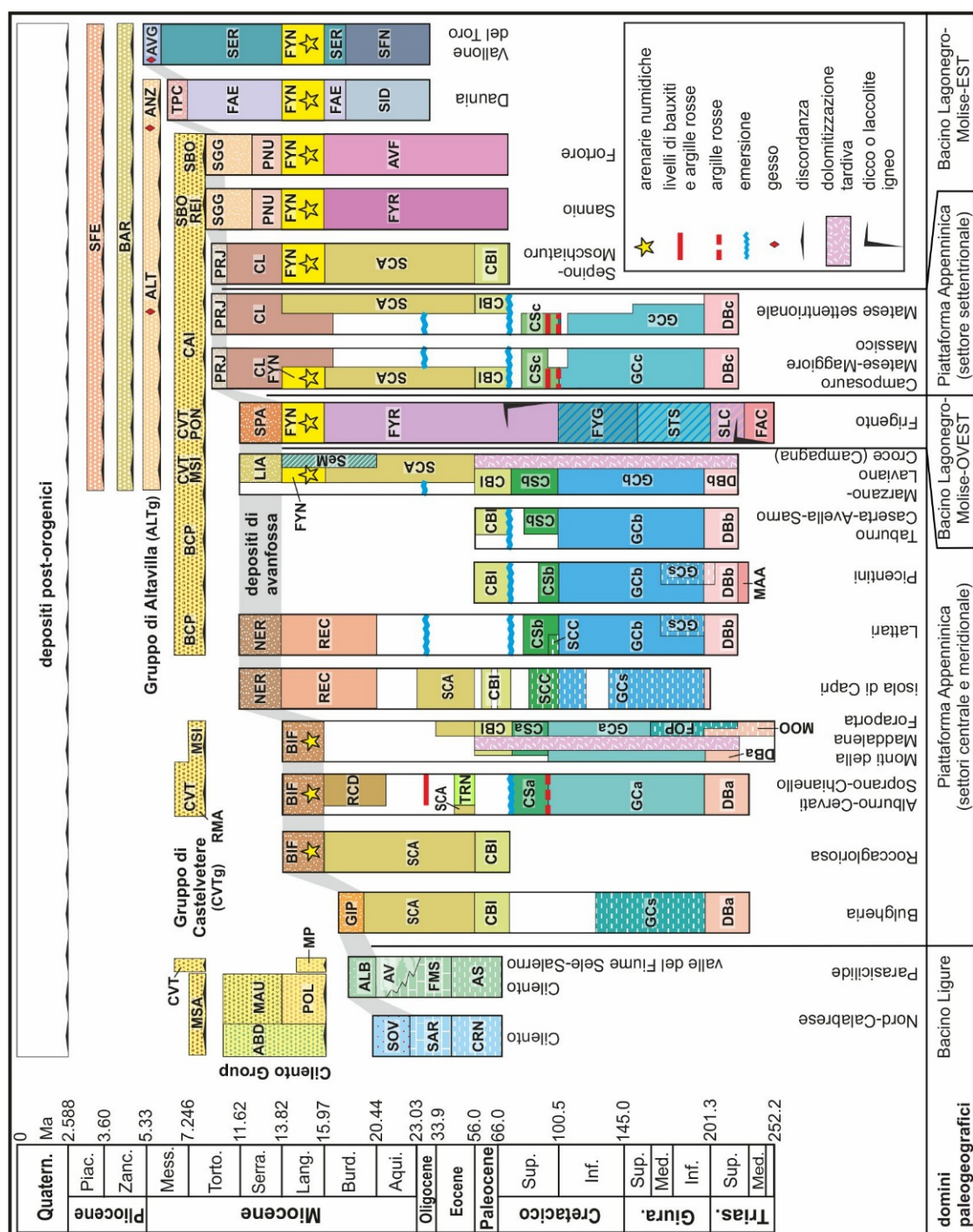


Fig. 2.2.1 Schema stratigrafico delle successioni affioranti in Campania (da Vitale e Ciarcia, 2018).

2.2.1 Complesso di Accrezione Liguride (CAL)

Il Complesso di Accrezione Liguride (CAL, Ciarcia et al., 2012) è costituito dalle unità tettoniche del dominio liguride che comprendono le successioni delle unità Nord-Calabrese e Parasicilide, affioranti estesamente nel settore meridionale della Campania (Fig. 1.2). Tali terreni sono in gran parte esposti nella zona del Cilento e nella valle del Fiume Sele. L'Unità Parasicilide, ricoperta tettonicamente dall'Unità Nord-Calabrese, affiora in Cilento in alcune finestre tettoniche (ad esempio Castelnuovo Cilento) e nella valle del fiume Mingardo, mentre l'unità Nord-Calabrese è esposta principalmente nella Valle del Fiume Alento e nella zona di Sapri.

2.2.1.1 Unità Nord-Calabrese

L'unità Nord-Calabrese, spessa almeno 1200 metri, è costituita da tre formazioni: i) **Formazione delle Crete Nere** (Cretacico terminale - Eocene Medio); ii) **Formazione del Saraceno** (Eocene superiore - Aquitaniano basale) e iii) **Formazione del Sovereto** (Aquitaniano inferiore – Burdigaliano basale).

La **Formazione delle Crete Nere** (CRN, Bonardi et al., 1988b) comprende alla base un'alternanza di quarzareniti e argilliti, ricoperte da black shales, argilliti e torbiditi calciclastiche. La **Formazione del Saraceno** (SAR, Bonardi et alii, 1988b; Di Staso & Giardino, 2002; Bonardi et al., 2009; Vitale et al., 2011; Ciarcia et al., 2012) è costituita da torbiditi calciclastiche, localmente silicizzate, passanti verso l'alto a torbiditi silico- e calci-clastiche con noduli di selce scura, torbiditi marnoso-arenacee con brecciole. La successione è coperta dalla **Formazione del Sovereto** (SOV, “membro del Sovereto” di Bonardi et alii, 2009), depositi di avanfossa costituiti da arenarie sottilmente laminate e intercalazioni pelitiche.

2.2.1.2 Unità Parasilide

L'Unità Parasilide (Guerrera et al., 2005; Ciarcia et al., 2009a; Vitale et al., 2011), spesso fino a 1000 metri, comprende quattro formazioni. Alla base, le **Argille Scagliose** (AS, Ciarcia et al., 2012), di età Cretacico terminale-Eocene medio, consistono in tre successioni eteropiche: (i) arenarie micacee, argille varicolori e calcare con selce grigio-verdastri; (ii) argilliti silicifere brunastre, marne e calcari marnosi e (iii) argille e argilliti scure con intercalazioni di marne e calcari con selce. La successione passa verso l'alto alla **Formazione di Monte Sant'Arcangelo** (FMS, Ogniben, 1969) dell'Eocene superiore-Aquitano p.p., caratterizzata da calcari marnosi e, subordinatamente, calcareniti, marne siltose e arenarie micacee. Le **Argille Varicolori** (AV, Guerrera et al., 1993), di età Oligocene superiore-Aquitano p.p., parzialmente eteropiche con la parte alta della FMS, comprendono argille rossastre, grigiastre e verdastre, calcareniti e marne biancastre. La successione termina con i depositi di avanfossa delle **Arenarie di Albanella** (ALB, Donzelli & Crescenti, 1962; Selli, 1962; Letto et al., 1965; Critelli et al., 1994), di età Burdigaliano p.p., costituite da arenarie in strati e banchi con intervalli di marne biancastre.

2.2.2 Dominio di Piattaforma Carbonatica Appenninica

2.2.2.1 Monte Bulgheria e Roccaloriosa

La successione sedimentaria esposta a Monte Bulgheria (Scandone et al., 1964; Sgroso, 1995), spesso circa 1800 metri, è formata alla base da dolomie e calcari di mare basso, del Norico-Hettangiano p.p. (DBa, Dolomia superiore), passanti verso l'alto a calcari con selce, calcari oolitici ad *Ellipsactinia*, di ambiente da scarpata a bacino del Giurassico (GCS). Questi

sedimenti sono ricoperti da calcareniti pseudosaccaroidi e calciruditi con frammenti di rudiste del Cretacico terminale-Paleocene (CBI, **Calcari Cristallini**, D'Argenio, 1964; Pescatore et alii, 1999), cui seguono calcilutiti marnose giallastre e rossastre, con foraminiferi planctonici, marne verdoline e rossastre, di età Eocene-Burdigaliano p.p. (SCA, **Scaglia Condensata** Auct). La serie passa verso l'alto alla **Formazione di S. Giovanni a Piro** (GIP, ISPRA, 2018) costituita da argilliti scure, calcari marnosi e marne, arenarie silicizzate e quarzose, calcareniti con *Miogypsina sp.*, di età Burdigaliano p.p.. La successione affiorante a Roccagloriosa, spessa almeno 450 metri, è formata, invece, soltanto dai **Calcari Cristallini**, del Cretacico terminale-Paleocene, di ambiente di scarpata superiore e dalla più distale **Scaglia Condensata** eocenico-burdigaliana, ricoperta da depositi di avanfossa langhiani definiti da argilliti color tabacco con intercalazioni di brecciole calcaree, arenarie umidiche e arcosiche (BIF, **Formazione del Bifurto**, Selli, 1957; Patacca et alii, 1992).

2.2.2.2 Monti Alburni, Cervati, Soprano e Chianello

Nel settore meridionale della Campania la maggior parte delle dorsali carbonatiche è costituita da successioni analoghe, con uno spessore compreso tra 2000 e 2500 metri, formate da una base di dolomie del Norico - Hettangiano p.p. (DBa, Dolomia superiore), evolventi verso l'alto a Calcari a *Cladocoropsis* e *Clypeina* del Giurassico-Cretacico Inferiore e **Calcari con Requenie e Gasteropodi** (GCa). La pila sedimentaria continua, dopo piccoli episodi di emersione, localmente segnati da argille rosse residuali, con **Calcari a Rudiste e Orbitolinidi** e **Calcari a Radiolitidi** (CSa) del Cretacico Superiore.

Dopo una lacuna stratigrafica del Cretacico terminale-Paleocene, la successione passa verso l'alto alla **Formazione di Trentinara** (TRN, Selli, 1962), di età Eocene inferiore e medio,

costituita da depositi di mare basso con alla base calcareniti con alveoline, calcare nodulari e conglomerati a matrice marnosa e argillosa, lenti di marne e argille verdoline, giallastre e rosate. Sul Massiccio degli Alburni si rinvencono, localmente, calcareniti con macroforaminiferi, marne rossastre e grigie, calcari marnosi con selce (SCA, Bravi e Schiattarella, 1988). Dopo un'altra lacuna, la sequenza continua con argille rosse lateritiche oligo-aquitane (Boni, 1974) e depositi della **Formazione di Cerchiara-Roccadaspide** (RCD, Selli, 1957; Carannante et al., 1988) caratterizzata da calcareniti glauconitiche, con alla base livelli caratteristici di ostreidi e pectinidi, dell'Aquitano p.p.-Burdigaliano. La successione termina con depositi di avanfossa della **Formazione del Bifurto** di età langhiana.

2.2.2.3 Monti della Maddalena - Monte Foraporta

La successione esposta ai Monti della Maddalena è spesso 1200-1400 metri ed è costituita alla base da carbonati di mare basso, dolomie del Norico - Hettangiano p.p. (DBa, **Dolomia superiore**), calcari e calcari dolomitici del Giurassico-Cretacico Inferiore (GCa). La successione verso l'alto continua con la **Formazione dei Calcari Cristallini** del Cretacico terminale-Paleocene, qui formati da calciruditi a macroforaminiferi di ambiente di scarpata superiore. La successione triassico-paleocenica è eteropica con dolomie massive, formatesi in seguito a processi di dolomitizzazione tardiva. L'intera pila di sedimenti è sigillata dalla **Formazione del Bifurto**. La successione del Monte Foraporta (FOP, Selli, 1962; Boni et alii, 1974), di età Triassico Superiore-Giurassico Superiore, spesso circa 500 metri, affiora solo nel settore sud-orientale della regione e comprende calcari e calcari dolomitici scuri ben stratificati, di scarpata-bacino, con intercalazioni di marne giallastre, calcareniti e calciruditi con *Lithiotis*, ammoniti, crinoidi e echinidi. Anche queste rocce passano lateralmente a

dolomie massive tardive. Localmente, alla base, sono presenti argilliti verdoline e rossastre, con intercalazioni di arenaria, strati di calcarenite e corpi biocostruiti e calcari dolomitici (MOO, **Formazione di Moliterno**, ISPRA, 2018).

2.2.2.4 Isola di Capri

La successione sedimentaria esposta all'isola di Capri, spesso circa 2000 metri, è caratterizzata da dolomie di mare basso dell'Hettangiano p.p. (DBb), che evolvono a carbonati di margine-bacino del Giurassico-Cretacico Inferiore, comprendenti calcari a *Lithiotis* e ooliti, calcari con selce, passanti lateralmente a Calcari ad *Ellipsactinia* (GCs). La successione è ricoperta in discordanza da depositi di scarpata costituiti da calciruditi con frammenti di ostreidi e rudiste (GCs) dell'Aptiano-Cenomaniano e da calcari con selce e calcari marnosi del Turoniano-Coniaciano (SCC, **Scaglia Rossa** Auct.). La successione continua verso l'alto con depositi di scarpata, prima con i **Calcari Cristallini** del Maastrichtiano-Paleocene, poi con calcareniti e calcilutiti giallastre, con selce e ben stratificate dell'Eocene-Oligocene (SCA, **Scaglia Cinerea Detritica** Auct.), quindi calcareniti del Burdigaliano-Serravalliano (REC, **Formazione di Recommone**) e, infine, le arenarie di avanfossa serravalliane (NER, **Formazione di Nerano**; Scandone & Sgroso, 1965).

2.2.2.5 Monti Lattari, Picentini, Sarno, Avella e Caserta.

Le successioni carbonatiche esposte a nord dei Monti Alburni fino ai Monti di Caserta, superano complessivamente i 3000 metri di spessore e sono costituite alla base da dolomie del Norico - Hettangiano p.p. (DBb, **Dolomia superiore**), calcari e calcari dolomitici del Giurassico-Cretacico Inferiore (GCb), con alcune facies carbonatiche di scarpata-bacino,

lateralmente eteropiche (GCs, Monti Lattari e Picentini). Soltanto nei Monti Picentini sono presenti dolomie del Carnico (DBM, **Dolomia massiva di base**) e Marne ad *Avicula* e *Myophoria* (MAA). La successione prosegue con calcari di mare basso del Cretaceo Superiore (CSb), localmente con corpi conglomeratici di scarpata (SCC; Monti. Lattari; Iannace et al., 2014). Nei Monti Picentini, Caserta, Sarno, Avella e Marzano la successione è localmente ricoperta dalla **Formazione dei Calcri Cristallini**. Soltanto nei Monti Lattari i carbonati del Cretaceo Superiore passano verso l'alto alle calcareniti di mare basso della **Formazione di Recommone** (Burdigaliano-Langhiano) e, infine, alle arenarie serravalliane di avanfossa della **Formazione di Nerano**.

2.2.2.6 Laviano e Monte Croce

Nella zona di Laviano, i carbonati mesozoici del Monte Marzano evolvono ai **Calcri Cristallini** e a depositi di scarpata-bacino dell'Eocene-Aquitano con calcari con selce, marne e argilliti (SCA, depositi tipo **Scaglia Rossa** Auct. e **Scaglia Cinerea** Auct.), ricoperti da quarzareniti del Langhiano (FYN, **Flysch Numidico**) e da calcareniti e arenarie di avanfossa, di età serravalliana della **Formazione di Laviano** (LIA). La successione di Monte Croce esposta solo all'interno della finestra tettonica di Campagna, mostra una evoluzione stratigrafica simile alla successione di Laviano (Flysch della Vallimala, Scandone & Sgroso, 1974; **formazioni di Frasci e di Fontana Porcellara**, ISPRA, 2018) ma evidenzia spessori maggiori ed una componente calciclastica dominante. Inoltre, in quest'area, i depositi "tipo Scaglia", di età Maastrichtiano-Aquitano, passano verso l'alto a calcareniti e calciruditi bioclastiche del Burdigaliano-Langhiano (SeM, membro di Serra della Manca; ISPRA, 2018).

2.2.2.7 Monti Camposauro, Matese, Maggiore e Massico

La porzione mesozoica della successione carbonatica (DBc, GCc e CSc) che forma i Monti Camposauro-Matese-Maggiore-Massico è simile a quella dei Monti Alburno-Cervati-Sarno-Avella-Caserta, prima descritti, tuttavia, alcune differenze importanti sono evidenti in particolare per la parte cretacea (CSc). Infatti, queste successioni sono caratterizzate dalla presenza di alcuni livelli bauxitici all'interno dell'intervallo carbonatico Albiano-Cenomaniano (e.g. Boni et al., 2012). Come per la maggior parte delle successioni carbonatiche dell'Appennino Meridionale, i depositi di mare basso del Cretaceo terminale sono assenti, tuttavia al Monte Camposauro (Vitale et al., 2017b), i calcari cenomaniani passano verso l'alto ai Calcari Cristallini del Maastrichtiano-Paleocene, contenenti frammenti di rudiste. Segue la Scaglia Detritica Auct. (SCA) dell'Eocene-Aquitano con alternanze di argilliti e breccie calciclastiche e argilliti varicolori silicizzate con blocchi parzialmente silicizzati di calcari a rudiste. La successione continua con arenarie numidiche langhiane (FYN), depositi di età Serravalliano-Tortoniano inferiore della **Formazione di Longano** (Selli, 1957) costituita da marne, calcari marnosi e calcareniti con macro-foraminiferi ed infine con i depositi di avanfossa della **Formazione di Pietraroja** (PRJ, Selli, 1957) che comprende marne argillose e arenarie sottilmente stratificate del Tortoniano medio p.p.. Questo si osserva anche per la successione che si estende nel settore settentrionale dei Monti del Matese, dove la sequenza mesozoica evolve a depositi di scarpata-bacino del Paleogene-Langhiano (**Scaglia Detritica** Auct.) ricoperti dalle **formazioni di Longano e Pietraroja**. Nelle restanti aree i calcari cenomaniani passano in alto alla **Formazione di Cusano** (Selli, 1957) del Burdigaliano p.p.-Langhiano, costituita da calcareniti e calciruditi con alghe rosse, briozoi, ostreidi e pectinidi, cui seguono le **formazioni di Longano e Pietraroja**. Lo spessore della successione esposta supera i 2500 metri.

2.2.3 Unità del Bacino lagonegrese-molisano

2.2.3.1 Unità di Frigento

Questa unità è definita da una successione sedimentaria, con uno spessore compreso tra 2500 e 4000 m, riferibile in parte all'Unità Lagonegro II (Scandone, 1967, 1972) e caratterizzata alla base dalla **Formazione di Monte Facito** (FAC) di età Ladinico-Carnico, di ambiente di scarpata-bacino, composta da calcilutiti e arenarie a grana fine con intercalazioni di corpi recifali costituiti da marne e calcari con coralli, crinoidi, spugne e brachiopodi. La successione evolve verso l'alto a depositi bacinali di mare profondo formati da calcari con liste e noduli di selce (**Calcari con Selce**, SLC) del Carnico-Norico, radiolariti e argilliti silicizzate rossastre, verdoline e violacee (STS, **Scisti Silicei**) del Retico-Giurassico e argilliti silicizzate nero-bluestre con intercalazioni di calcilutiti, calcari marnosi e marne (FYG, **Flysch Galestrino**) del Cretacico Inferiore. La successione passa a depositi di scarpata-bacino del Cretacico Superiore-Burdigaliano del **Flysch Rosso** (FYR), costituito alla base da calcareniti e calciruditi con nummulitidi e alveoline, marne e argilliti verdoline e rossastre e, verso l'alto, ad argilliti varicolori. Il **Flysch Rosso** è ricoperto dalle arenarie numidiche (FYN, Ogniben, 1960; Patacca et al., 1992b) a loro volta sottostanti diverse centinaia di metri di depositi bacinali post-numidici (PNU, Patacca et al., 1992b) e torbiditi marnoso-arenacee di avanfossa, di età serravalliana, della **Formazione di Serra Palazzo** (SPA, Selli, 1962). I depositi post-numidici, presenti talvolta anche in assenza delle arenarie numidiche, si osservano in diverse successioni, relative a differenti settori del Bacino Lagonegrese-Molisano, con un'età compresa tra il Miocene medio e il superiore.

2.2.3.2 Unità Sepino-Monte Moschiatturo

Questa unità, esposta nel lato sud-orientale dei Monti del Matese (Sgrosso, 1998), è caratterizzata da una sequenza di rocce calciclastiche paleoceniche formate da calcareniti e conglomerati, spesso ricristallizzati (**Calcari Cristallini**), che evolvono a depositi tipo **Scaglia Detritica** Auct. (SCA) dell'Eocene-Aquitano e, localmente, a depositi di scarpata-bacino analoghi al **Flysch Rosso**, ampiamente diffuso nelle Unità Sannio e Frigento. Sono presenti alcune lenti di arenarie numidiche, ricoperte da marne post-numidiche e, infine, da sedimenti di avanfossa del Tortoniano medio simili a quelli della **Formazione di Pietraroja**. Lo spessore complessivo è di circa 1000 m. Il pozzo Morcone¹ (VIDEPI, 2017) indica che questi depositi ricoprono tettonicamente la successione dei Monti del Matese e i sovrastanti depositi del Miocene superiore della **Formazione delle Arenarie di Caiazzo** (CAI, Ogniben, 1956), d'ora in avanti denominata **Formazione di Caiazzo**.

2.2.3.3 Unità Sannio

Questa unità, ben esposta nel Sannio e in Irpinia e spessa circa 2000 metri, è composta da una successione sedimentaria bacinale comprendente la **Formazione del Flysch Rosso** e le arenarie numidiche che passano in alto a depositi post-numidici, costituiti da marne con foraminiferi planctonici e, infine, dai depositi di avanfossa della **Formazione di San Giorgio** (SGG, Pescatore et al., 2008), del Serravalliano superiore-Tortoniano medio superiore, formata da torbiditi silico- e calci-clastiche (Pescatore et al., 2000).

2.2.3.4 Unità del Fortore

Questa unità, esposta nel settore nord-orientale del Sannio, è composta da una successione spessa circa 2000 metri, formata da una base di argille, argilliti varicolori e marne con intercalazioni di calcilutiti e calcareniti, localmente con diaspri (AVF, **Argille Varicolori del Fortore**, in parte corrispondente alla Formazione di Corleto-Perticara, Pescatore et al., 2000) passante a depositi vulcanoclastici (**Tufiti di Tusa** e **Formazione di Paola Doce**, Pescatore et al., 1999), arenarie numidiche, depositi post-numidici e arenarie silicoclastiche torbiditiche, con subordinati livelli pelitici e conglomeratici di avanfossa, della **Formazione di San Giorgio**.

2.2.3.5 Unità della Daunia

Questa unità è esposta solo ai confini con la Puglia, nel settore più orientale della regione. La successione sedimentaria, spessa circa 2000 metri, è costituita principalmente da rocce calciclastiche con, alla base, argille, marne varicolori con intercalazione di calcilutiti biancastre e calcareniti (SID; **Formazione di Monte Sidone**, Dazzaro et al., 1988; Santo & Senatore, 1988) dell'Oligocene superiore-Burdigaliano medio, ricoperte da calcareniti bioclastiche e brecciole, calcilutiti e marne bianche (FAE; **Flysch di Faeto**, Crostella & Vezzani, 1964), del Burdigaliano superiore-Tortoniano, comprendenti anche arenarie numidiche. La successione è ricoperta da depositi di avanfossa costituiti da argille marnose, argille e marne siltose con rari strati calcarei (TPC; **Formazione di Toppo Capuana**, Crostella & Vezzani, 1964) del Messiniano inferiore.

2.2.3.6 Unità del Vallone del Toro

Questa unità è tettonicamente ricoperta dalle unità del Fortore e della Daunia ed è costituita da una successione dell'Oligocene superiore–Burdigaliano medio, di circa 2000 metri di spessore, con alla base un'alternanza di calcareniti, argilliti rossastre e verdognole e breccie calcaree (SFN; **Formazione di Serra Funaro**, Crostella & Vezzani, 1964). Queste passano verso l'alto a litofacies calcarenitiche (SER; **Formazione dei Serroni**, Basso et al., 2002), comprendenti arenarie numidiche, con età Burdigaliano superiore-Messiniano inferiore. La serie chiude con depositi di avanfossa costituiti da argille varicolori contenenti livelli di gesso e di zolfo, importanti lenti di gesso, con dimensioni da metriche a decametriche, brecce calcaree canalizzate e, localmente, arenarie con cristalli di gesso (AVG, **Argille di Mezzana di Forte**, ISPRA, 2018).

2.2.4 Depositi dei bacini di wedge-top

Durante il Neogene, diverse successioni sedimentarie si sono depositate in bacini localizzati sul prisma orogenico (bacini di *wedge-top* o *piggy-back*) durante la migrazione del fronte orogenico; tali terreni, in discordanza sul substrato alloctono, localmente sigillano i contatti tettonici tra le diverse falde che costituiscono la pila tettonica (Bonardi et al., 2009; Patacca & Scandone, 2007; Vitale & Ciarcia, 2013). Generalmente, questi depositi clastici mostrano variazioni di facies, laterali e verticali nette, e la presenza di olistoliti e olistostromi. Questi terreni sono suddivisi in cinque raggruppamenti principali: (i) **Gruppo del Cilento**; (ii) **Gruppo di Castelvetro**; (iii) Gruppo di Altavilla; (iv) Formazione della Baronìa e, infine, (v) Formazione di Sferracavallo.

2.2.4.1 Gruppo del Cilento

Questi depositi di scarpata-bacino coprono in contatto stratigrafico inconforme le unità del Complesso di Accrezione Liguride. L'età di questa successione è compresa tra il Burdigaliano terminale e il Tortoniano basale. Il **Gruppo del Cilento** (Bonardi et al., 1985; Amore et al., 1988; Russo et al., 1995) comprende le **formazioni di Pollica** (POL) e **San Mauro** (MAU). La prima è costituita da torbiditi arenaceo-pelitiche sottilmente stratificate (Membro delle Arenarie di Cannicchio) seguite da torbiditi costituite da alternanze di arenarie, marne, argille e con lenti conglomeratiche. La successione passa verso l'alto alla **Formazione di San Mauro** formata da torbiditi siliciclastiche e calciclastiche (membro della Fogliarina). Presso il Monte Centaurino questo deposito comprende lenti di brecce con clasti di rocce cristalline continentali e olistoliti di basalti e gabbri (Di Girolamo et al., 1992). Nel settore meridionale della Campania, il **Gruppo del Cilento** passa lateralmente alla **Formazione di Albidona** (ABD, Bonardi et al., 1985) composta da torbiditi calcaree e marnoso-calcaree con intercalazioni di torbiditi arenacee e detrito sabbioso-conglomeratico. Nella Valle del Sele, è presente la **Formazione di Monte Pruno** (MP, Ciarcia et al., 2009a), corrispondente alla parte inferiore del **Gruppo del Cilento**, costituita da argilliti grigio-verdoline con intercalazioni di arenarie, calcareniti e marne.

2.2.4.2 Gruppo di Castelvete

Questo complesso sedimentario è formato da diverse formazioni, spesso con relazioni eteropiche tra loro: **Monte Sacro, Monte Siero, Vallone Ponticello, Reino, Brecce di Punta del Capo, Castelvete, Caiazzo e S. Bartolomeo.**

La **Formazione di Monte Sacro** (MSA, Selli, 1962), del Tortoniano superiore, ricopre in discordanza i depositi del Gruppo Cilento. Essa è costituita da conglomerati poligenici, con dominanti clasti cristallini e subordinatamente carbonatici, immersi in una matrice sabbiosa e arenarie quarzoso-feldspatiche a grana grossolana. La **Formazione di Monte Siero** (MSI, Castellano & Sgroso, 1996), del Tortoniano superiore, in discordanza angolare sui carbonati di piattaforma (PA), comprende calciruditi con clasti calcarei e dolomitici immersi in una matrice marnosa e subordinatamente argille e brecciole a macroforaminiferi. Le formazioni del **Vallone Ponticello** (PON, Ciarcia et al., 2009b) e di **Reino** (REI, Pescatore et al., 2008), del Tortoniano superiore, sono esposte, rispettivamente, nei territori dell'Irpinia e del Sannio. Sono costituite da torbiditi marnoso-arenacee con intercalazioni di calciruditi e calcareniti. La **Formazione delle Breccie di Punta del Capo** (BCP, D'Argenio et al., 2011; Vitale et al., 2017a), del Tortoniano superiore, ricopre i carbonati dei Monti Lattari e dei Monti di Avella. Essa è formata da calcareniti e da conglomerati, quest'ultimi costituiti da clasti di calcari, derivati dai calcari del Cretacico e dalle **formazioni di Recommone** e **di Trentinara**, con intercalazioni di lenti di arenarie e olistoliti carbonatici. Depositi analoghi, per significato e per posizione stratigrafica, sono esposti nei Monti Alburni (RMA, **Ruditi dei Monti Alburni**, Santo, 1996) e sono costituiti da conglomerati calcarei con rari clasti arenacei e cristallini. La **Formazione di Castelvete** (CVT, Pescatore et al, 1970; Critelli & Le Pera, 1995), del Tortoniano superiore - Messiniano inferiore, in discordanza su varie unità, è costituita alla base da conglomerati calcarei immersi in una matrice arenacea, passanti verso l'alto ad arenarie torbiditiche con intercalazioni di argille, marne e conglomerati e, ancora, olistostromi di argille varicolori e olistoliti dei carbonati di piattaforma (PA). Nel settore settentrionale dei Monti di Caserta e nella zona del Fortore questo tipo di depositi passa lateralmente alle **formazioni di Caiazzo** e **di S. Bartolomeo** (SBO, Crostella e Vezzani, 1964,

Pescatore et al., 2000), rispettivamente. La **Formazione di Caiazzo** copre con contatto inconforme i Monti Camposauro-Matese-Maggiore-Massico e l'Unità Sepino-Moschiaturò; alla base è composta da conglomerati calcarei che evolvono verso l'alto ad arenarie arcosicoliche, con cemento calcareo e clay chips, localmente con olistoliti carbonatici e olistostromi di argille varicolori. Al Monte Massico, questo tipo di depositi comprende olistoliti e clasti di marmo (Di Girolamo et al., 2000). La **Formazione di S. Bartolomeo**, del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, discordante sull'Unità del Fortore, è costituita da arenarie arcosiche torbiditiche, argille e conglomerati poligenici spesso con clasti cristallini, con dimensioni variabili da qualche millimetro fino ad alcuni metri.

2.2.4.3 Gruppo di Altavilla

Questo gruppo è formato da due formazioni del Messiniano superiore-Pliocene basale, entrambe con contatto inconforme sui terreni sia del **Gruppo di Castelvetro** sia dell'Unità della Daunia: la **Formazione di Altavilla** (ALT; Ippolito et al., 1973) e la **Formazione di Anzano** (ANZ; Crostella & Vezzani, 1964). La **Formazione di Altavilla** è formata alla base da diatomiti, calcari evaporitici, livelli di gesso e di zolfo, passanti verso l'alto a depositi post-evaporitici costituiti da conglomerati, sabbie, argille siltose e argille, con intercalazioni lentiformi di argille varicolori. La **Formazione di Anzano** comprende alla base arenarie quarzoso-feldspatiche e conglomerati e, subordinatamente, argille e siltiti. All'interno sono presenti livelli di gesso rimaneggiato, peliti con ostracofaune ad affinità pannonica (facies di Lago-Mare) e localmente depositi evaporitici.

2.2.4.4 Formazione della Baronina

La **Formazione della Baronina** (BAR, Ciarcia & Vitale, 2013), di età Zancleano superiore, è una successione sedimentaria che ricopre in discordanza le successioni del Gruppo di Altavilla e i sedimenti dell'Unità del Vallone del Toro. Essa comprende conglomerati poligenici massivi e stratoidi, di ambiente continentale e transizionale al marino, sabbie giallastre di mare poco profondo, siltiti e argille grigie e, localmente, torbiditi arenacee nella parte basale.

2.2.4.5 Formazione di Sferracavallo

La **Formazione di Sferracavallo** (SFE, Ciarcia et al., 2003), di età Piacenziano, è costituita da conglomerati poligenici ben stratificati, di ambiente continentale con transizione al marino costiero, arenarie con abbondanti gusci di molluschi, calcareniti e calciruditi bioclastiche, siltiti e argille grigio-bluestre di mare basso.

2.2.5 Depositi del Pleistocene-Attuale

Le diverse depressioni strutturali intermontane e costiere del Pleistocene sono geneticamente associate alla complessa evoluzione tectonica del settore orientale del Mar Tirreno e della Campania (Milia e Torrente, 2014, 2015; Milia et al., 2017b; Santangelo et al., 2017 cum biblio). Questi bacini sono stati colmati da sedimenti marini, lacustri e fluviali nonché da vulcanoclastiti. Nella Piana Campana e nella Piana del Garigliano, i sedimenti clastici si alternano a rocce vulcaniche prodotte prima dal Vulcano Roccamonfina e, successivamente, dai vulcani dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio. L'attività vulcanica del Pleistocene-Attuale ha generato ingenti spessori di depositi piroclastici, nonché edifici vulcanici e caldere. Le rocce vulcaniche post-orogeniche più antiche, esposte nell'area nord

della regione, sono legate all'attività del vulcano Roccamonfina (630-50 ka; De Rita e Giordano, 1996; Conticelli et al., 2009 cum biblio). La successiva attività vulcanica si è concentrata in diversi settori della regione sia continentali sia marini come: l'Isola di Ischia (150 ka-1302 AD, Melluso et al., 2014 cum biblio; ISPRA 2018), Campi Flegrei e l'Isola di Procida (80 ka-1538 AD, Vitale e Isaia, 2014; Isaia et al., 2015; ISPRA 2018) e, infine, il vulcano Somma-Vesuvio che ha iniziato l'attività ca. 39 ka fino all'ultima eruzione del 1944 DC (Cioni et al., 1999 cum biblio; ISPRA 2018).

3. Aree esaminate della catena sudappenninica

3.1 Introduzione

Le diverse aree analizzate si distribuiscono nel territorio della Campania. Al fine di semplificare l'esposizione, esse sono state raggruppate nelle seguenti macroaree (Fig 3.1.1):

- Monti Picentini: finestre tettoniche di (1) Giffoni e (2) Campagna e (3) area di Laviano;
- Monti Lattari: (4) Isola di Capri e (5;6) Penisola Sorrentina;
- Monti di Avella: (7) Monteforte Irpino, Lauro e Montevergine;
- Monti di Caserta: (8) Limatola e (9) Sant'Angelo in Formis)
- (10) Monte Massico

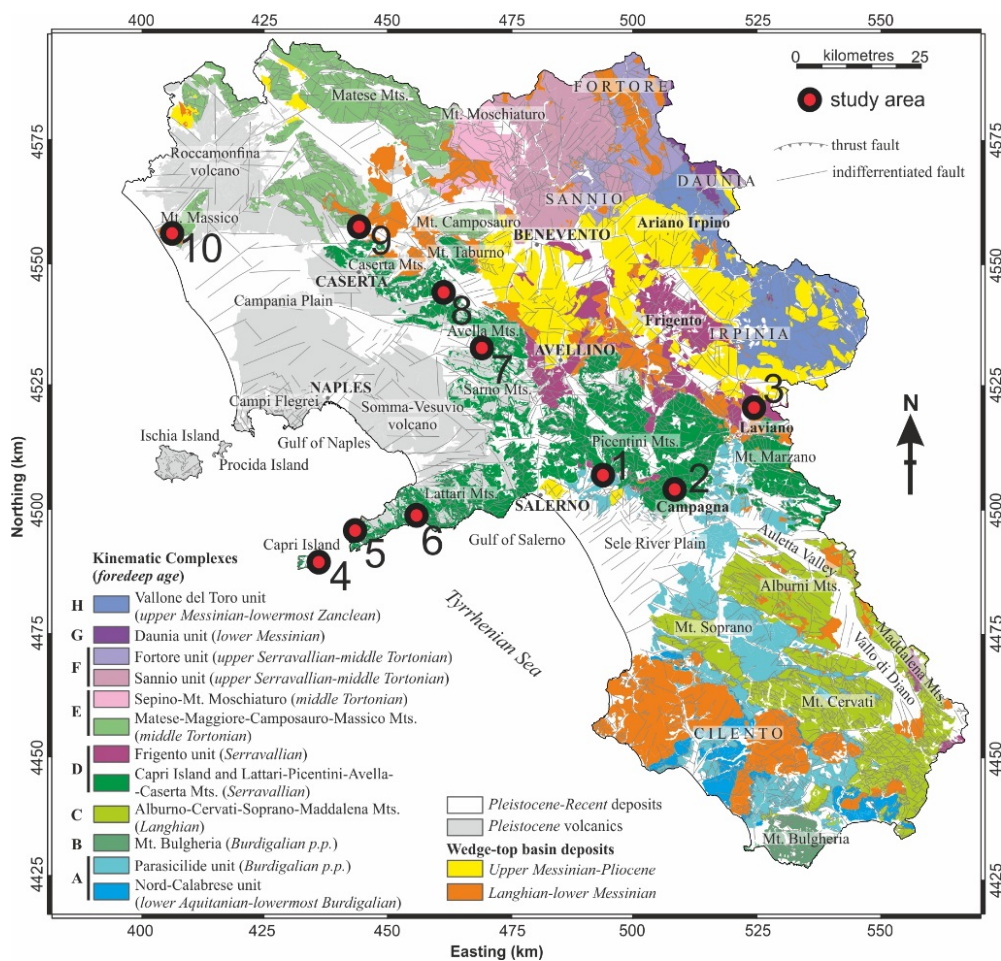


Fig. 3.1.1 Posizione geografica delle aree di studio.

3.2 Monti Picentini

3.2.1 Finestre tettoniche di Campagna e Giffoni

3.2.1.1 Rilevamento geologico ed analisi strutturale

Le successioni mesozoiche appartenenti all'Unità Alburno-Cervati (Unità della Piattaforma Appenninica *sensu* Mostardini e Merlini, 1986), costituite da calcari di piattaforma carbonatica, sono largamente diffuse nell'area di rilevamento del Foglio 467 Salerno e del Foglio 468 Eboli (ISPRA, 2010). Queste successioni, identificate in questi fogli come Unità M.ti Lattari-M.ti Picentini (UMLP), sono costituite per la maggior parte da calcari e dolomie in facies da piattaforma interna (M. Tobenna, M. Accellica, M. Terminio) a scarpata (M. Monna, M.ti Mai) con età compresa tra il Triassico Superiore (Carnico) e il Cretacico Superiore. Le rocce sovrastanti l'UMLP, sono argille varicolori (Gruppo delle Argille Variegate, AV) appartenenti all'Unità Parasicilide. L'intera pila sedimentaria sovrascorre sulle successioni del Bacino di Lagonegro attraverso un contatto tettonico regionale affiorante nelle finestre tettoniche di Campagna e Giffoni (Ietto, 1965; Scandone et alii, 1967; Turco, 1976; Pappone & Ferranti, 1995).

3.2.1.2 Finestra tettonica di Campagna.

Nell'area della finestra tettonica di Campagna (Fig. 3.2.1) affiorano, le unità di piattaforma carbonatica che sovrascorrono sulle unità del Bacino di Lagonegro (unità di Frigento). Quest'ultima mostra un'esposizione completa fino ai termini più antichi della successione rappresentati dai terreni della **Formazione di Monte Facito**, di età Triassico Inferiore-Superiore *p.p.*. L'area è stata oggetto di molti studi di carattere stratigrafico e strutturale sin dall'inizio degli anni 60, al fine di comprendere la storia evolutiva di una porzione particolarmente complessa dell'Appennino meridionale. Lo studio di Pappone e Ferranti (1995) è stato il primo a stabilire un'evoluzione tettonica polifasica basata su dati di campo,

di pozzo e interpretazione dei profili sismici. Gli autori riconoscono una prima fase di raccorciamento in sequenza, che ha portato le unità della piattaforma carbonatica in *thrust* sulle unità del Bacino Lagonegrese; tuttavia questa deformazione viene inserita in un modello paleogeografico diverso da quello attualmente proposto dalla maggior parte degli autori, nonché utilizzato nel presente lavoro (e.g. Scandone et. al., 2007). Questa fase viene seguita da due fasi di raccorciamento fuori sequenza, con un'età compresa tra il Miocene superiore e il Pliocene Superiore, caratterizzate da vergenza a N per le strutture nella sequenza lagonegrese, mentre un doppio sistema di piegamento, un primo ad assi NNO-SSE ripiegato da pieghe ad assi E-O, è riportato per i depositi del **Flysch della Vallimala** (Unità di Monte Croce, Fig.3.2.1).

Nel presente lavoro di tesi è stato effettuato un rilevamento geologico-strutturale di dettaglio di un'area compresa tra Salitto e la forra del Fiume Tusciano, appena a NE dell'abitato (Fig. 3.2.1), al fine di caratterizzare i *thrust* e le strutture associate, prodotti nelle diverse fasi di raccorciamento, definendo cinematica, stile strutturale e vergenza delle strutture analizzate. Inoltre, in presenza di discrepanze con la cartografia ufficiale (Foglio Eboli), alcune zone studiate sono state cartografate nuovamente alla luce dei dati contenuti in questo lavoro. In particolare si è riscontrata una sottostima nell'affioramento della Formazione di Fontana Frigine a NO di Salitto. Nell'area di studio affiora estesamente la successione dell'unità di Monte Croce costituita, dal basso verso l'alto, da dolomie massive che evolvono ad una successione flyschioide, ricoperta infine in discordanza da un deposito da preorogenico ad avanfossa (**Flysch della Vallimala**; APV) e uno di bacino di *wedge-top* (**Formazione di Fontana Frigine**; FFF). Il primo è caratterizzato da tre membri, Serra della Manca (APV1), Serra Longa (APV2), La Foresta (APV3), di età Burdigaliano-Tortoniano inferiore (Foglio "Eboli" ISPRA,2018). La successione APV, caratterizzata da un'evoluzione

sedimentaria definita da facies di margine-scarpata ad una successione di bacino di avanfossa, mostra una porzione basale prevalentemente calcarenitica, evolvendo verso l'alto ad una serie di intercalazioni arenaceo-pelitiche. La pila sedimentaria termina con la **Formazione di Fontana Frigine** che poggia in discordanza sulle rocce precedentemente descritte. Questa formazione è caratterizzata dalla presenza di arenarie, conglomerati con clasti carbonatici immersi in una matrice arenacea e marnosa. Essa rappresenta un deposito di bacino di *wedge-top*, la cui età è riferibile al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (Foglio 468-Eboli, ISPRA,2018).

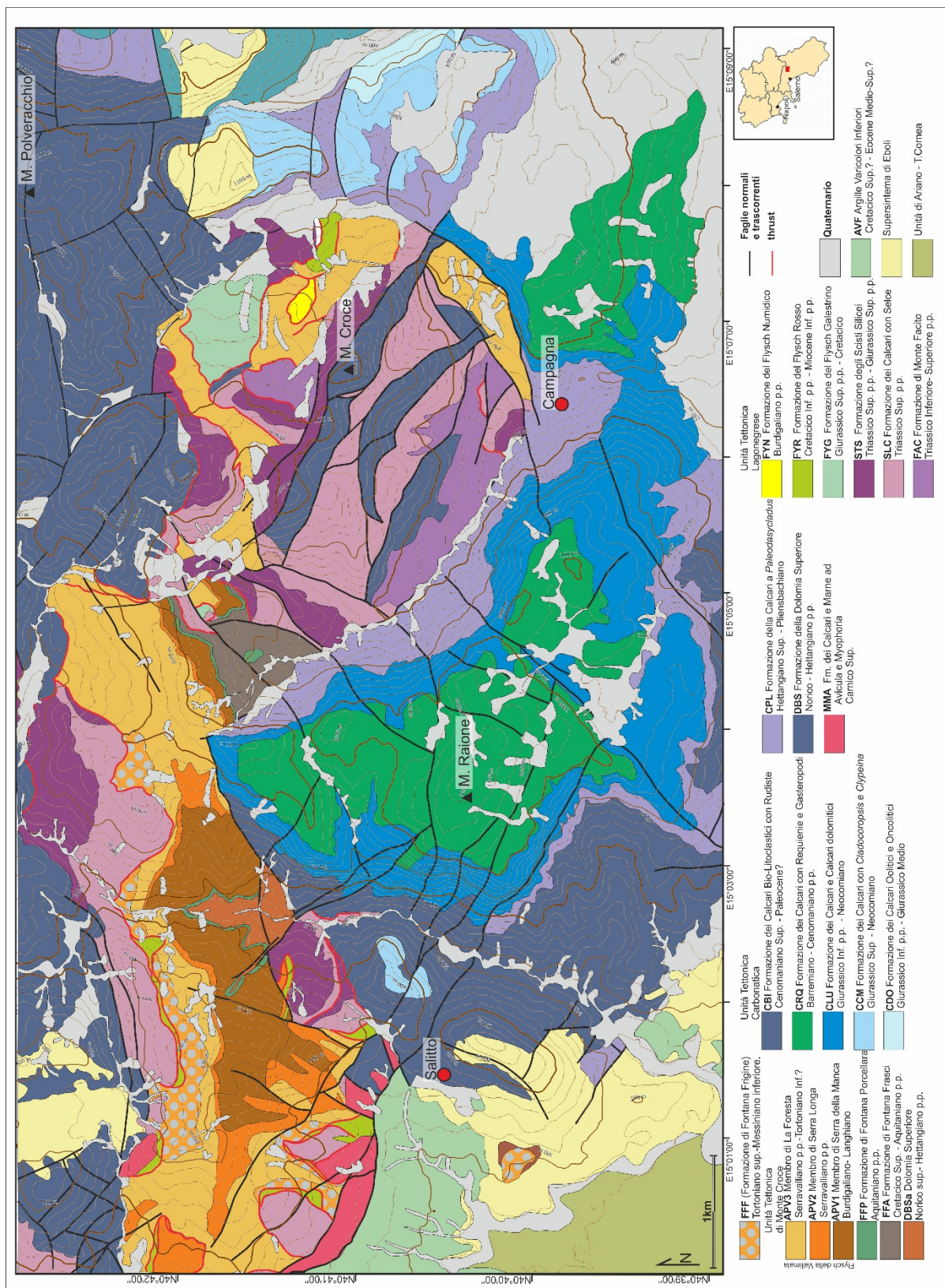


Fig. 3.2.1 Carta dell'area della finestra tettonica di Campagna, modificata dal Foglio Eboli (ISPRA,2018)

Negli affioramenti analizzati nell'area di Salitto (Fig. 3.2.1) i depositi APV e FFF sono intensamente deformati da pieghe e piani di taglio con cinematica prevalentemente normale (Fig. 3.2.3) e inversa (Fig. 3.2.2a-f). Sulla base delle relazioni di *cross-cutting* osservate in campagna, sono stati identificati 4 gruppi di strutture associate ad altrettante fasi deformative (D1-D4). La prima fase (D1) è caratterizzata dalla formazione di *thrust* con una geometria *ramp-flat* e rigetti dell'ordine di alcuni decimetri (Fig. 2.2.2b-d). In alcuni casi ad essi sono associate *drag folds* (Fig. 3.2.2a, f) di dimensione minori di un metro. A questa fase deformativa sono associate anche pieghe caratterizzate da una geometria molto variabile da strette a aperte (Fig. 3.2.2g, h) con la formazione, in alcuni casi, di vene nell'estradosso (Fig. 3.2.2e).

L'intera successione, e le strutture sopra descritte, sono state successivamente deformate da faglie normali ad alto angolo (Fig. 3.2.3b, c, d), prodotte in un regime di tettonica estensionale (D2). La cinematica di questi piani di faglia è testimoniata dalla presenza di indicatori cinematici come strie e gradini, e da strati deflessi in prossimità della zona di taglio (Fig. 3.2.3e, f, g). Queste strutture risultano spesso deformate dalla successiva fase di raccorciamento D3 che ha prodotto in alcuni casi l'inversione delle faglie normali (Fig. 3.2.3h) e più frequentemente l'indentazione dei piani di taglio (*buttressing*; Fig. 3.2.4). In altri casi, queste strutture sono state basculate e mostrano una cinematica trascorrente. Alla fase D3 sono associate pieghe e *thrust* con vergenza verso est. I *thrust* si presentano sia a basso sia ad alto angolo (Fig. 3.2.4f, h) e sono spesso caratterizzati da una geometria *ramp-flat* (Fig. 3.2.4c, e, g). In alcuni casi, sono state riconosciute strutture di tipo duplex. Nel membro APV2, sono presenti pieghe alla mesoscala (Fig. 3.2.5e) accompagnate dallo sviluppo di un clivaggio di piano assiale nei livelli più marnosi (Fig. 3.2.5f). L'ultima fase deformativa D4 è caratterizzata da pieghe (Fig. 3.2.5a) e *thrust* vergenti a nord e a sud (Fig. 3.2.5). Sui piani di

strato sono riconoscibili due sistemi di fibre e scalini riferibili al *flexural slip* associato alle pieghe D3 e D4. Inoltre, sono stati riconosciuti due set di stiloliti, ad alto angolo rispetto alla stratificazione, associati alle fasi D3 e alla D4 (fig. 3.2.4c, d). Le ultime due fasi deformative hanno deformato anche il bacino di *wedge-top* (FFF). Le strutture osservate all'interno dei livelli conglomeratici sono pieghe da strette a isoclinali e *thrust* che indicano un raccorciamento sia E-O che N-S. All'interno dei conglomerati si osservano anche fenomeni di pressione-dissoluzione che hanno generato la compenetrazione dei clasti.

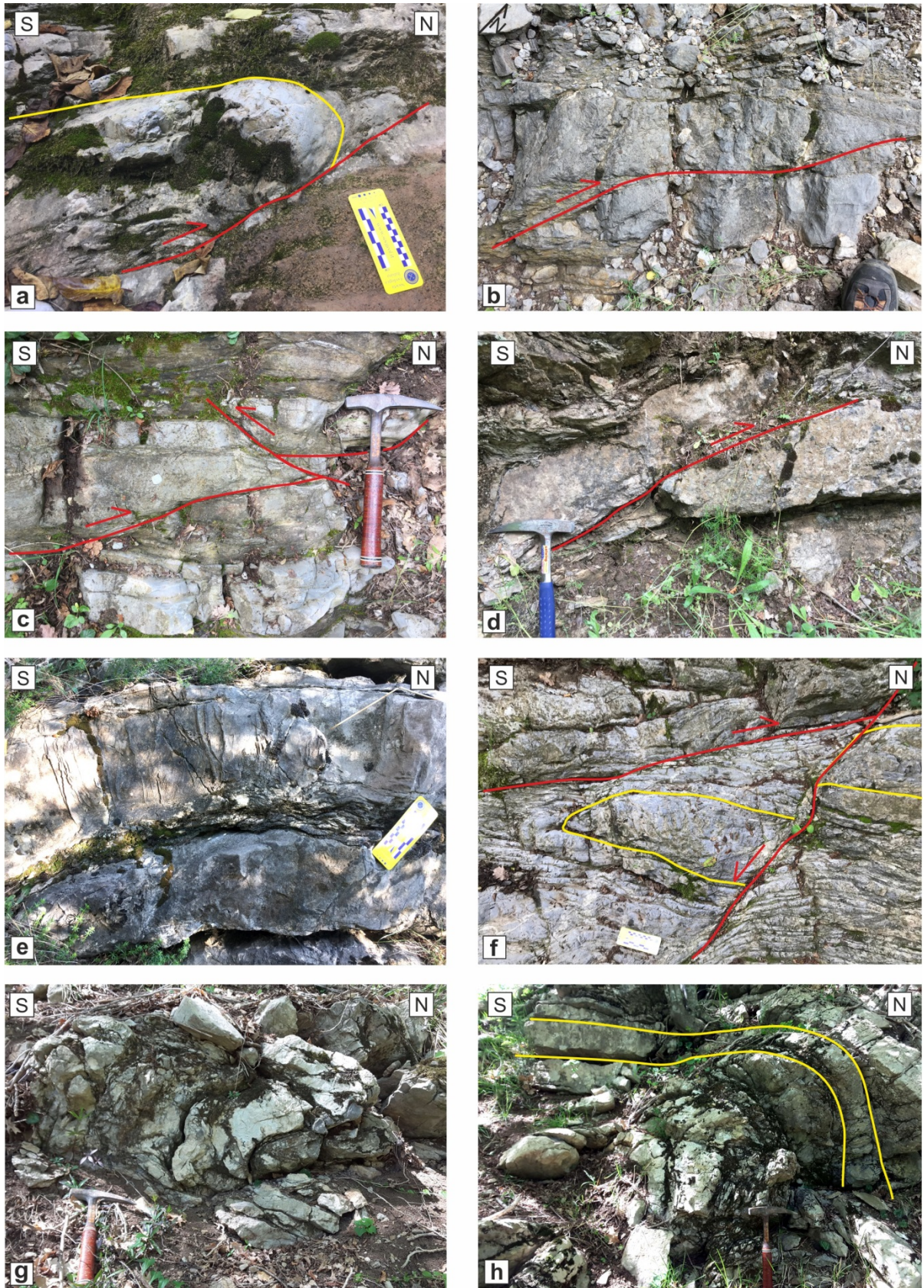


Fig 3.2.2 (a) piega da trascinamento associata a un thrust; (b),(c),(d) thrust con rigetti da centimetrici a decimetrici; (e) piega blanda con presenza di vene nell'estradosso ; (f) sinclinale di letto associata ad un thrust successivamente dislocati da una faglia normale ad alto angolo (fase2) ; (g), (h) pieghe da chiuse ad aperte in APV1.

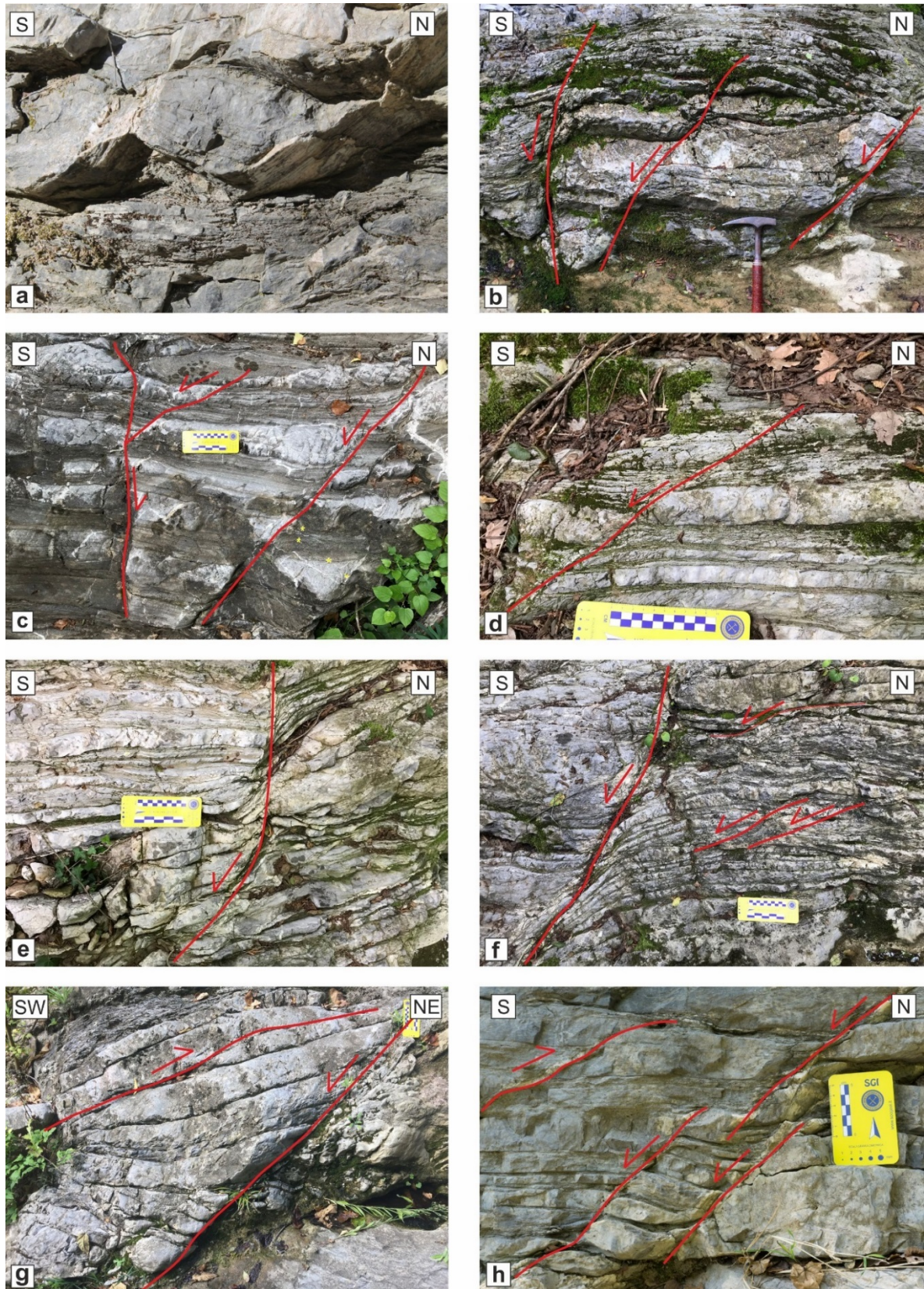


Fig. 3.2.3 (a) piani di faglia a cinematica normale con strie e gradini; (b), (c), (d) sistemi di faglie normali paralleli e coniugati; (e), (f) faglie normali con deflessione degli strati in prossimità del piano di taglio; (g) piano di faglia normale ad alto angolo e piano a cinematica inversa con geometria flat (fase3); (h) pieghe da trascinamento ruotate dalla successiva fase contrazionale (fase3).

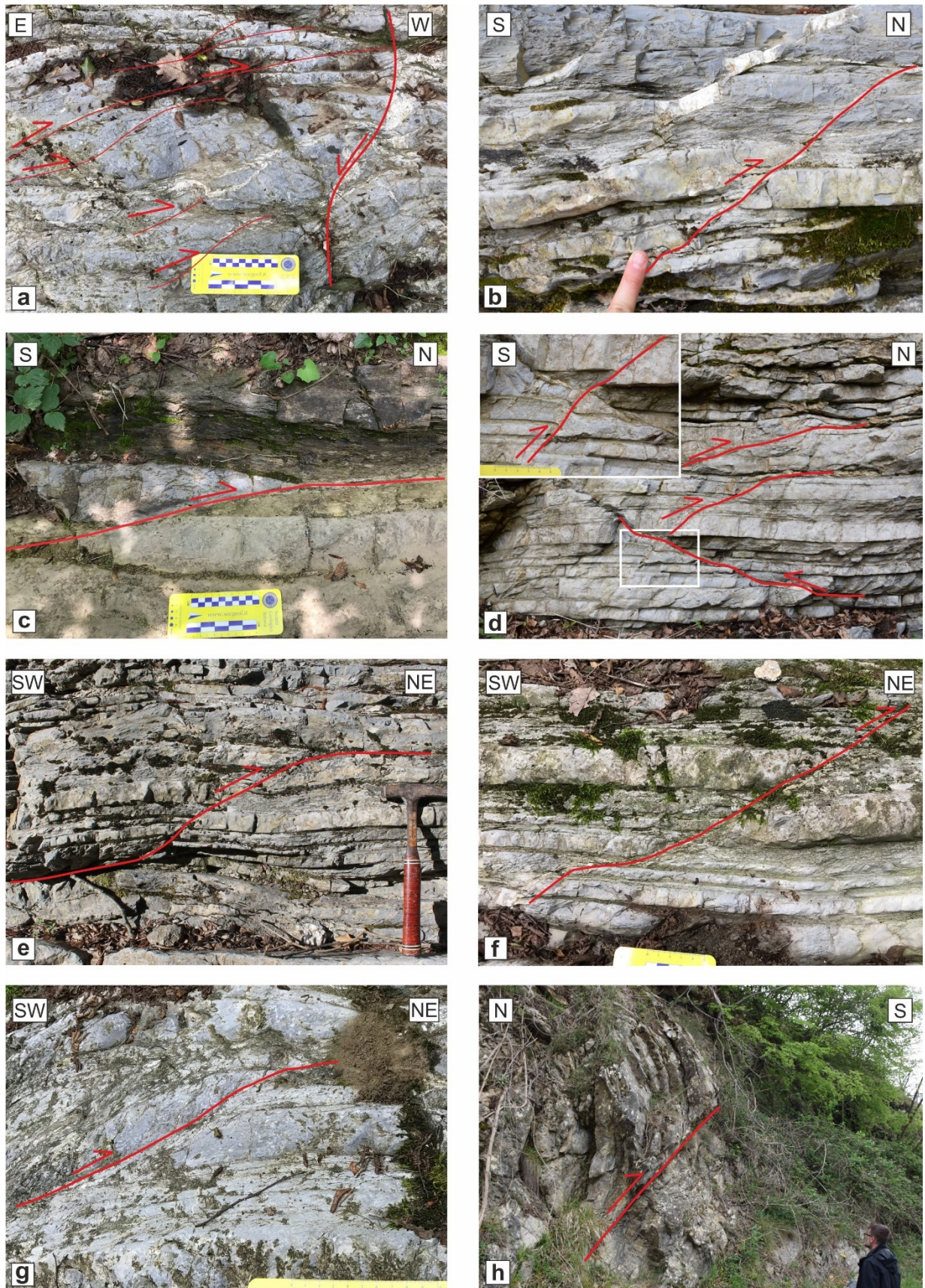


Fig. 3.2.4 (a) Sistema di faglie inverse che dislocano un piano di faglia normale (fase2); (b), (d) piani di faglia normali (fase2) riattivati con una cinematica inversa con indentazione degli strati lungo il piano di taglio (fase3); (c), (e), (f), (g) piani di faglia inversi a basso e (h) alto angolo (fase3).

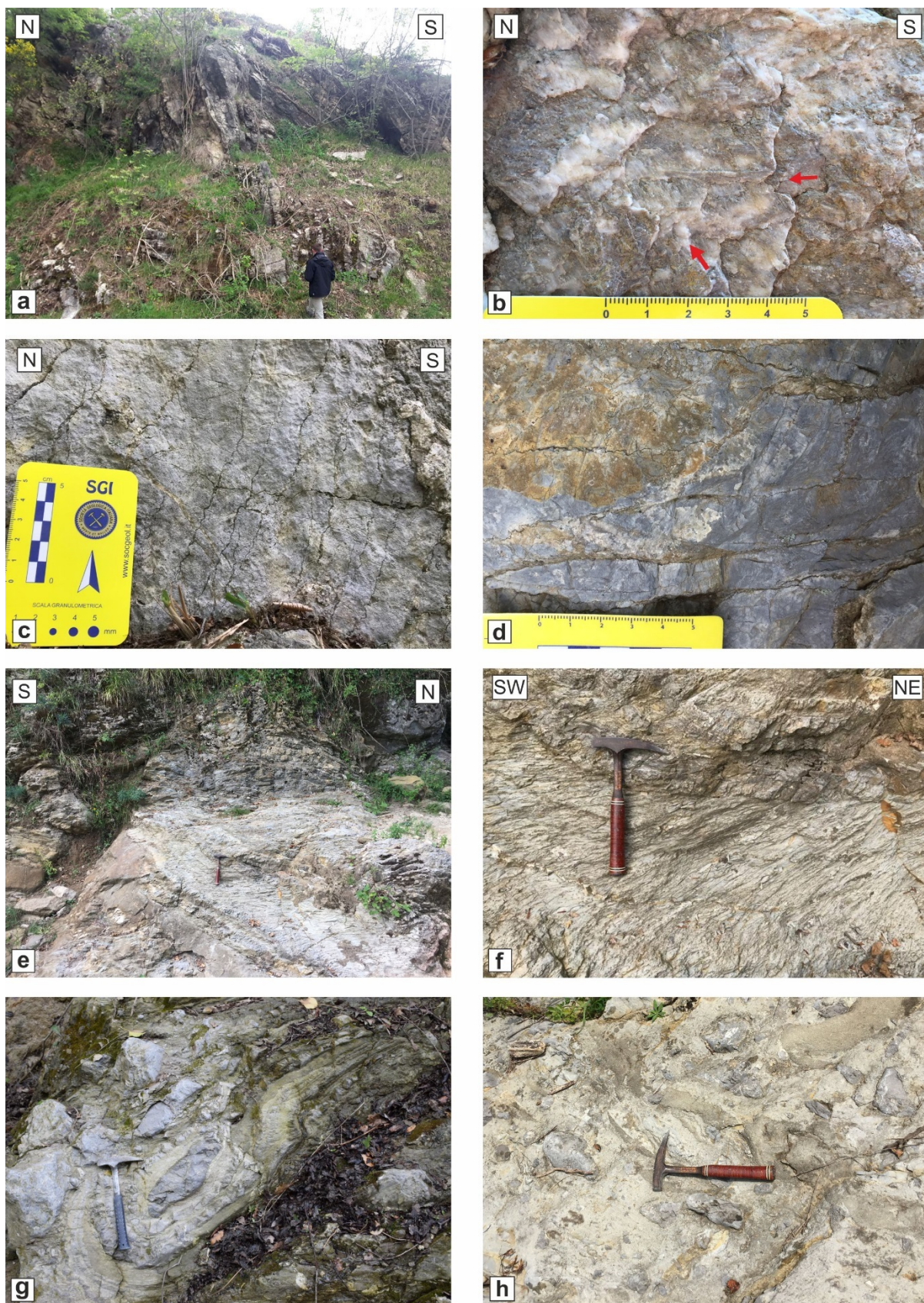


Fig.3.2.5 (a) piega anticlinale alla mesoscala in APV1; (b) gradini di calcite e doppio sistema di strie da flexural slip; (c), (d) set di superfici stilolitiche sia di natura diagenetica che tettonica; (e) piega rovescia associata alla fase D3 in FFF e (f) particolare della piega con evidente clivaggio di piano assiale in un livello marnoso; (g) pieghe isoclinali nei conglomerati della formazione FFF; (h) particolare del deposito della formazione FFF con clasti calcarei in matrice calcarenitica.

La seconda area di studio comprende la forra del Fiume Tusciano (Acerno), a NE dell'abitato di Salitto (Fig. 3.2.1). Qui affiorano le stesse formazioni dell'area precedentemente descritta. Esse sono ugualmente deformate da pieghe (Fig. 3.2.6), *thrust* (Fig. 3.2.6 c,h; Fig. 3.2.7 f, g, h; Fig. 3.2.8) e faglie normali. Le pieghe, a scala da decimetrica a metrica, sono prevalentemente pieghe da trascinamento associate a *thrust* con vergenza SSO (Fig. 3.2.6c, g, h). A letto di questi *thrust* sono presenti spesso strutture S-C che indicano un top verso sud-ovest (Fig. 3.2.7a, c, d). Sui piani di *thrust*, prodotti dalle fasi deformative D3 e D4, sono spesso presenti indicatori cinematici come strie e fibre di calcite (Fig. 3.2.8b, c, d; Fig. 3.2.7g, h) che indicano due direzioni principali di raccorciamento circa ortogonali, N-S e E-O. Le relazioni di *cross-cutting* (Fig. 3.2.7e, f; Fig. 3.2.8a) tra i due sistemi di *thrust*, osservate in campo, confermano ancora una volta che la fase di raccorciamento N-S è più giovane di quella con direzione E-O. A differenza, dell'area di studio precedente, in questa zona è osservabile la sovrapposizione dei piegamenti prodotti nelle fasi D3 e D4, che formano un pattern d'interferenza (Fig. 3.2.6b, e) intermedio tra il tipo 2 e il tipo 3 della classificazione di Ramsay (1967). Alle pieghe dell'ultima fase è associato inoltre un clivaggio di crenulazione (S3 in Fig. 3.2.6f). Al passaggio tra APV3 e FFF si osserva come alcuni piani di *thrust* vergenti a sud deformino anche i conglomerati calcarei del deposito di bacino di *wedge-top* (FFF).

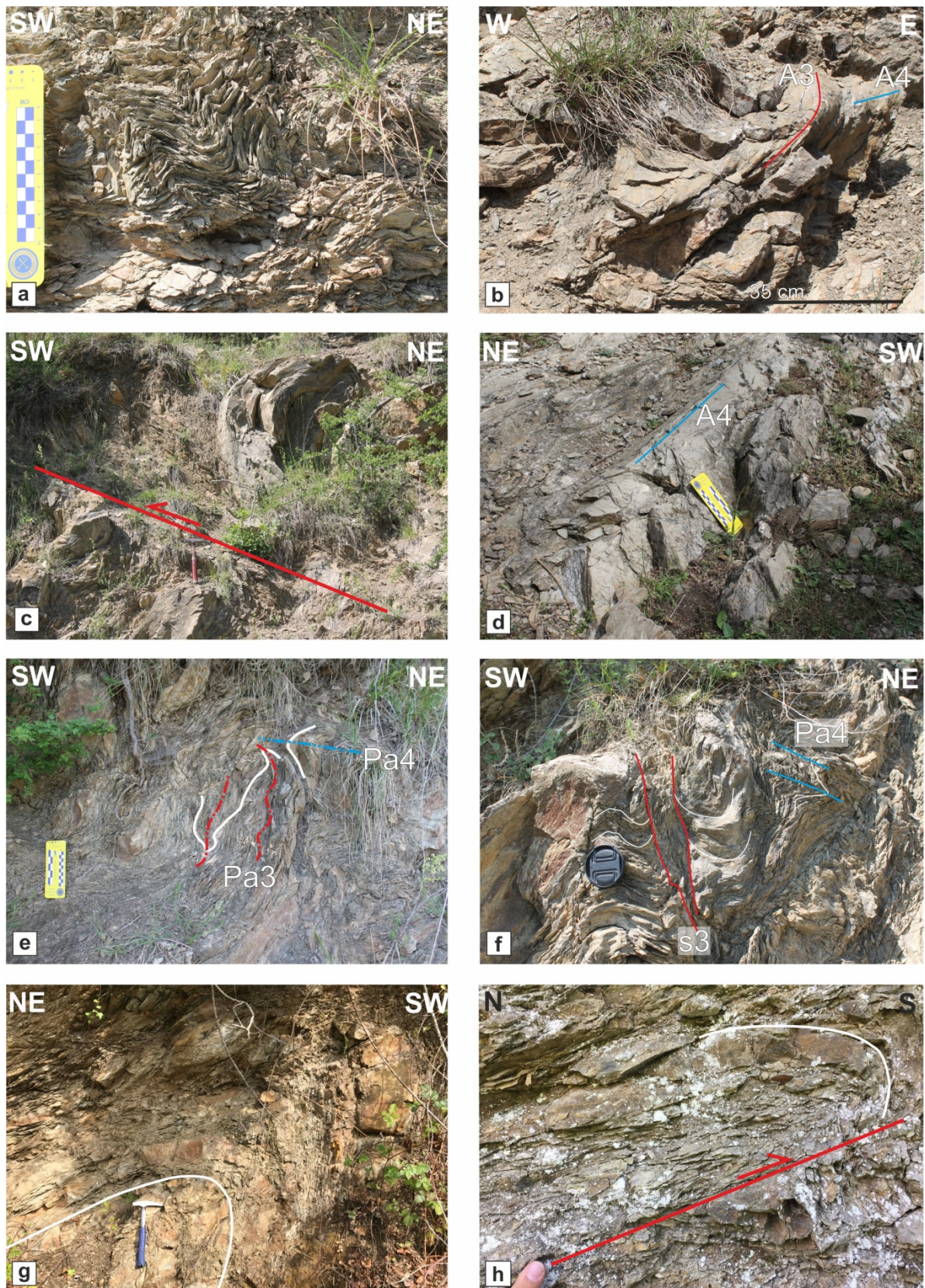


Fig. 3.2.6 (a) pieghe centimetriche in APV; (b, e, f) pattern di interferenza tra due piegamenti in APV, (c) faglia inversa con anticlinale di tetto; (d) zona di cerniera di pieghe cilindriche in APV; (g) piegha chiusa in APV; (h) faglia inversa con anticlinale di tetto.

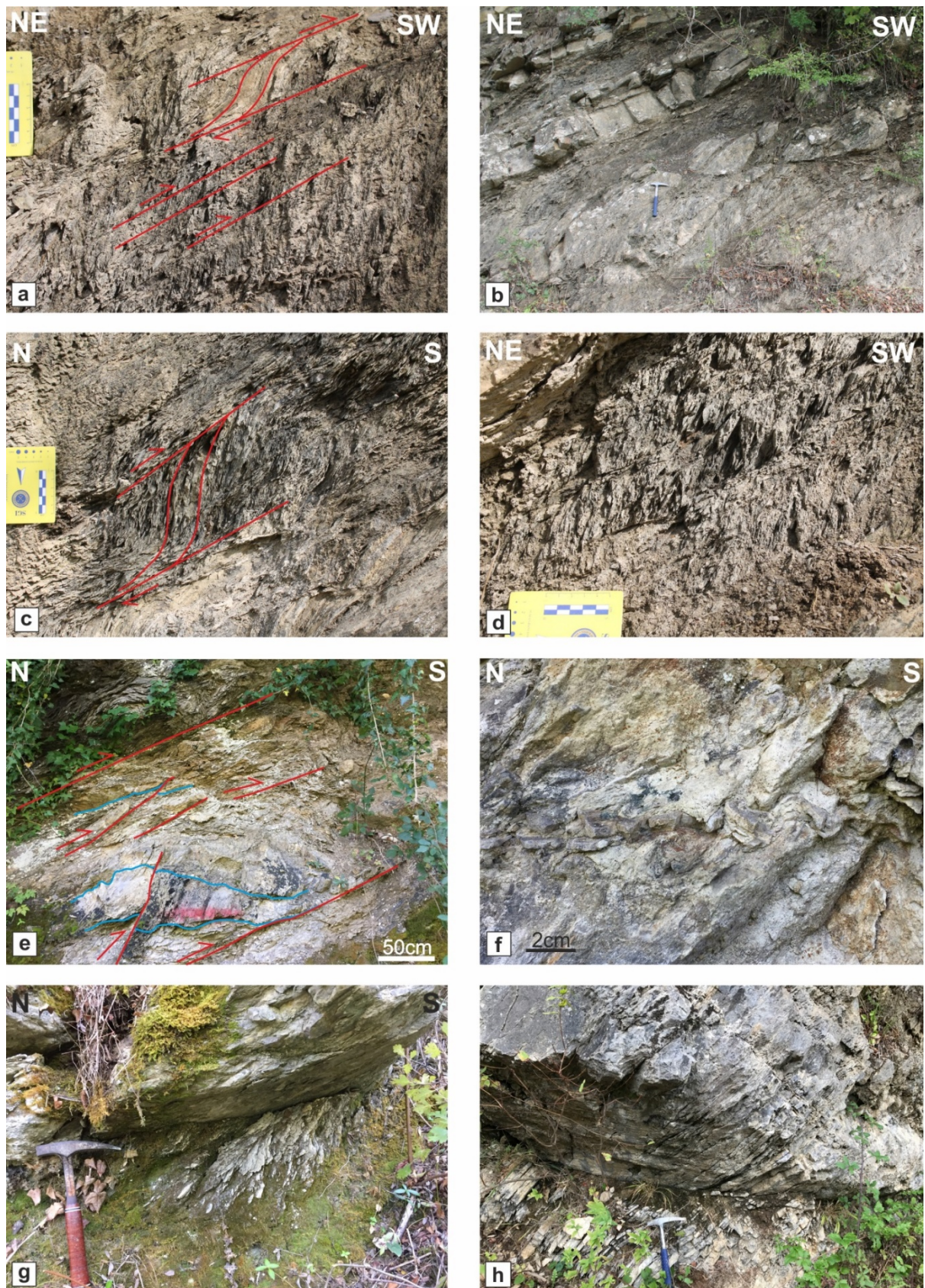


Fig. 3.2.7 (a, b,c,d) Strutture SC in APV3; (e) Stiloliti perpendicolari alla stratificazione in SLC; (f) calcite lungo un piano inverso vergente a O ripiegata da un raccorciamento N-S; (g), (h) piani di Thrust con strie.

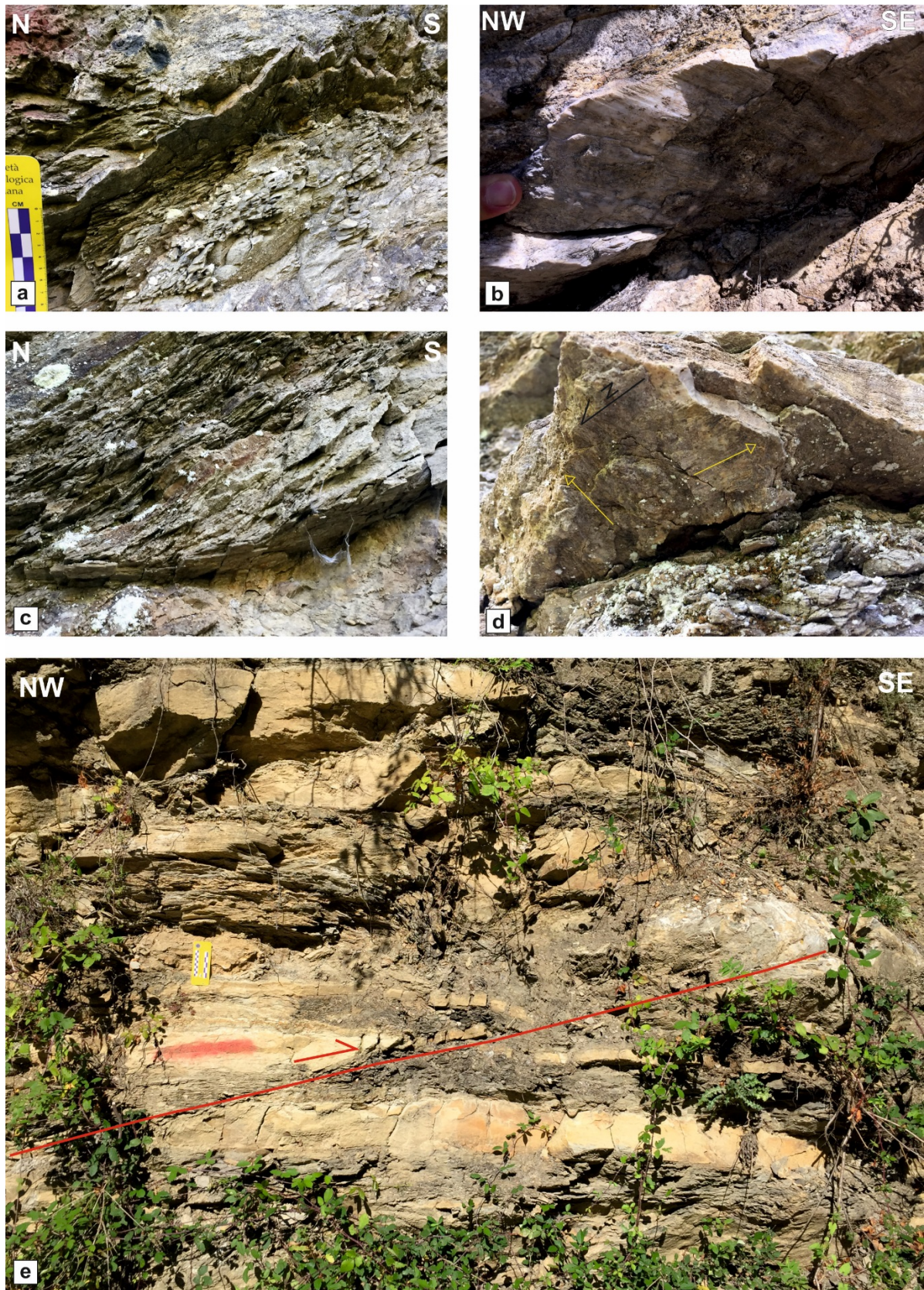


Fig. 3.2.8 (a) calcite lungo un piano di thrust vergente a O ripiegato da un raccorciamento N-S; (b), (c) gradini di calcite indicanti cinematica inversa lungo un piano di thrust, (d) doppio sistema di strie su un piano di thrust; (e) piano di thrust in APV2.

I dati strutturali acquisiti durante il lavoro di campo sono stati proiettati in un reticolo stereografico di Schmidt (Fig. 3.2.9, 3.2.10), mediante i software: (i) TectonicsFP per piani di faglia e indicatori cinematici; (ii) OpenStereo per i poli dei piani di stratificazione, assi e poli dei piani assiali di pieghe e (iii) Stereo32 è stato utilizzato per retrodeformare i piani di faglia basculati.

I dati relativi alla località Salitto sono stati ordinati nelle 4 fasi deformative descritte precedentemente (Fig. 3.2.9). Per la fase D1, i dati relativi agli assi delle pieghe sono caratterizzati da una direzione NO-SE (Fig. 3.2.9a1), quando retrodefomati, riportando la stratificazione all'orizzontale, essi mostrano una direzione preferenziale verso NO (Fig. 3.2.9a2), e inclinazioni variabili da sub-orizzontali a moderate. I fianchi di piega immergono verso OSO (Fig. 3.2.9a3); a seguito della retrodeformazione, invece, verso ENE con inclinazioni da moderate a sub-verticali (Fig. 3.2.9a4). Infine, i poli della stratificazione formano una distribuzione di tipo *girdle* orientata NE-SO (Fig. 3.2.9a5). L'insieme di tutti i dati è coerente con una direzione di raccorciamento NE-SO. Le strutture misurate, attribuite alla fase estensionale D2, sono principalmente faglie ad alto angolo con cinematica normale e trascorrente. Dal diagramma di figura 2.2.9b1, b3, per le faglie normali, sono riconoscibili almeno due set con direzione NO-SE e NE-SO, così come i dati retrodeformati (Fig. 3.2.9b2, b5). Per le faglie con cinematica trascorrente destra, è possibile riconoscere un solo set con direzione NO-SE. (Fig. 3.2.9b4). La totalità dei dati è coerente con una direzione di estensione orientata circa NE-SO. Nella fase D3 le stiloliti misurate sono state diagrammate (Fig. 3.2.9c1) e retrodeformate (Fig. 3.2.9c2). Esse sono caratterizzate da un'immersione verso SO. I piani di stratificazione e le strie da *flexural slip* (Fig. 3.2.9b3, b4), sono coerenti con una direzione di raccorciamento ONO-ESE (Fig. 3.2.9c4). L'ultima fase deformativa D4 è caratterizzata da piani di *thrust* con vergenza verso nord e verso sud, (Fig. 3.2.9d1); piani

delle stiloliti misurate (Fig. 3.2.9d2) mostrano una direzione E-O e i dati di *flexural slip* (Fig. 3.2.9d3) indicano un top verso sud. La direzione di raccorciamento per quest'ultima fase deformativa, alla luce dei dati analizzati è N-S. I dati sono stati retrodeformati scegliendo l'asse di rotazione che riporta all'orizzontale la stratificazione, scelto in funzione dell'immersione media della stessa.

In Fig. 3.2.10 sono invece mostrate le proiezioni stereografiche dei dati acquisiti nell'area della forra del fiume Tusciano. I poli della stratificazione sono caratterizzati da una moderata dispersione, tuttavia è riconoscibile un cluster verso SO (Fig. 3.2.10h). I dati riguardanti le pieghe sono caratterizzati da una diversa orientazione dei piani assiali (Fig. 3.2.10b,e) , ancora più netta per gli assi riconoscibili a due trend preferenziali con direzione ENE-OSO e N-S (Fig. 3.2.10a,d). I *thrust* misurati mostrano immersioni verso N, E, SE e NO (Fig. 3.2.10c,f), mentre le strutture S-C sono caratterizzate da direzioni d'immersione prevalentemente verso N e verso E (Fig. 3.2.10g). Infine, i piani di faglia normale mostrano un set prevalente con direzione NE-SO (Fig. 3.2.10i).

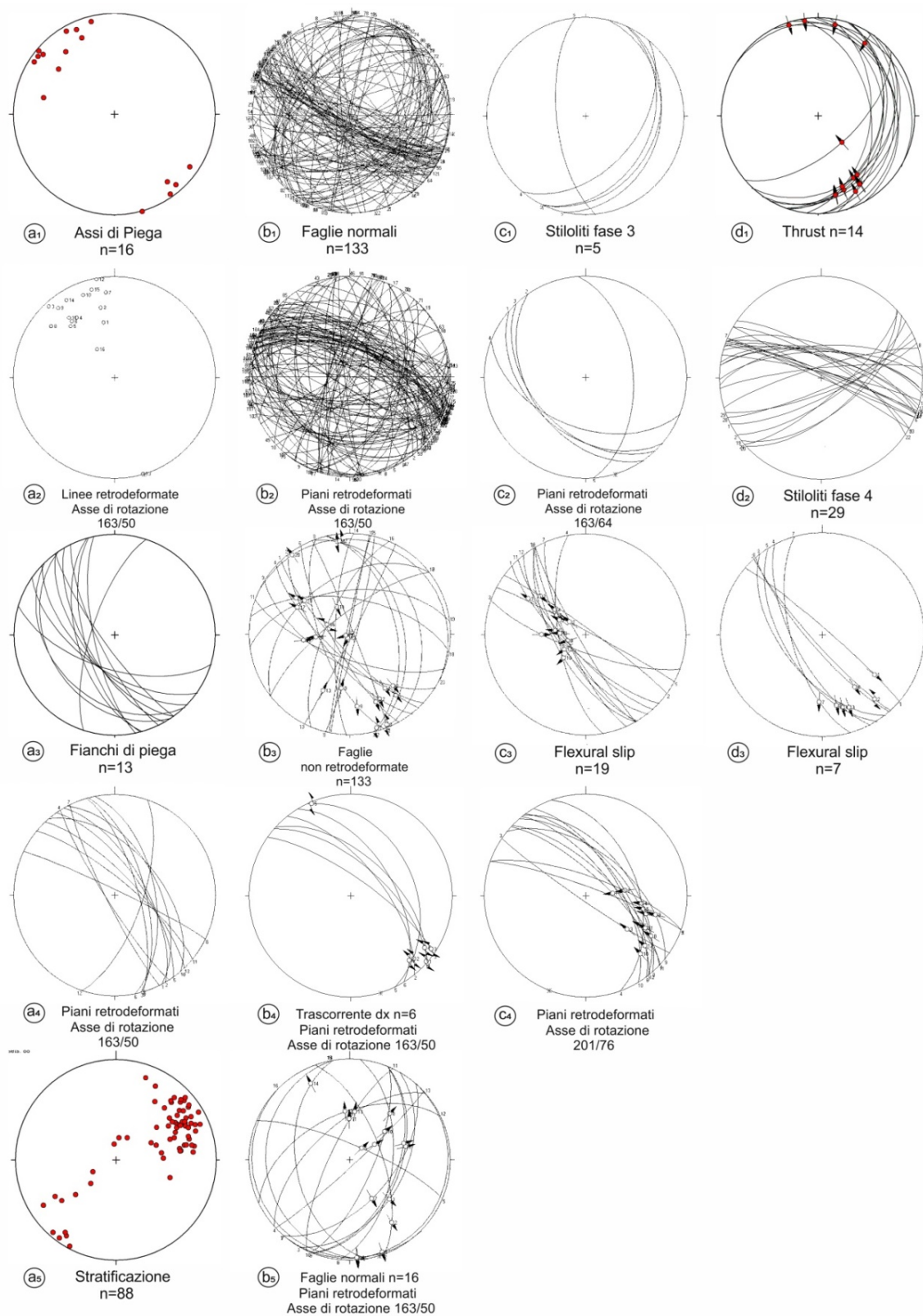
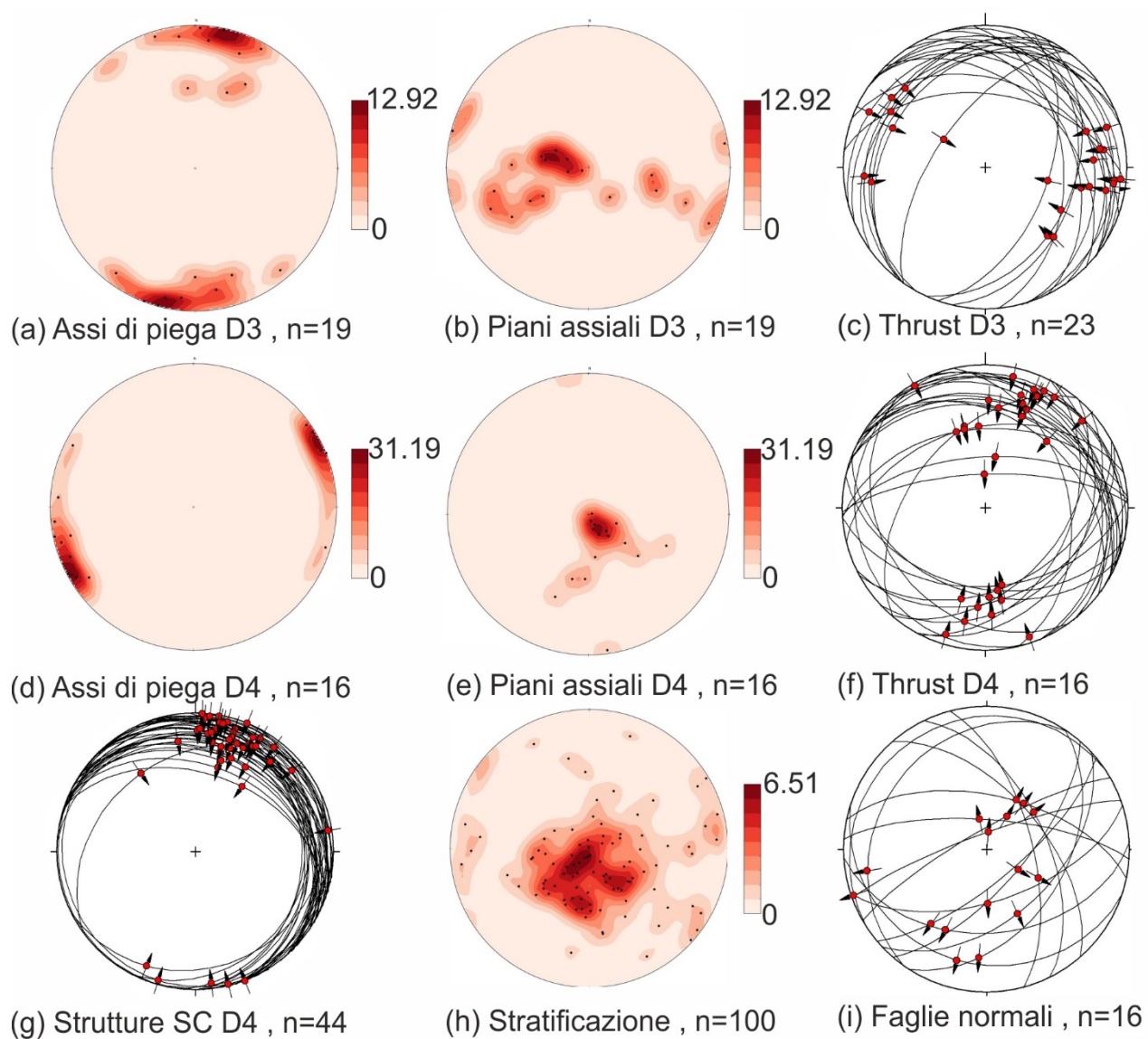


Fig. 3.2.9 (a) fase deformativa 1: (a1) assi di piega misurati e (a2) retrodeformati con asse di rotazione 163/50 ; (a3) Fianchi di piega misurati e (a4) retrodeformati con asse di rotazione 163/50; (a5) poli dei piani di stratificazione; (b) fase deformativa 2: (b1) faglie normali misurate e (b2) retrodeformate con asse di rotazione 163/50 ; (b3) faglie non retrodeformate; (b4) faglie trascorrenti dx, retrodeformate con asse di rotazione 163/50; (b5) faglie normali retrodeformate con asse di rotazione 163/50; (c) fase deformativa 3: (c1) stiloliti misurate e (c2) retrodeformate con asse di rotazione 163/64; (c3) flexural slip misurato e (c4) retrodeformato con asse di rotazione 201/76; (d) fase deformativa 4: (d1) thrust misurati e (d2) piani stilolitici ; (d3) flexural slip.



*Fig.3.2.10 Dati misurati in località Acerno. Proiezioni stereografiche (reticolo di schimt, emisfero inferiore) di: Deformazione **D3** (a) assi di piega; (b) piani assiali; (c) piani di Thrust; Deformazione **D4** (d) assi di piega; (e) piani assiali; (f) piani di thrust; (g) strutture SC. (h) poli dei piani di stratificazione; (i) piani di faglia normali.*

3.2.1.3 Finestra tettonica di Giffoni

Le finestre tettoniche di Giffoni Sei Casali e Giffoni Valle Piana sono contenute all'interno del Foglio Salerno (Fig. 3.2.11) della nuova carta topografica d'Italia alla scala 1:50.000 (ISPRA,2018). L'area compresa nel Foglio Salerno, localizzata lungo il tratto campano del margine tirrenico dell'Appennino meridionale, oltre a contenere una completa stratigrafia del Mesozoico a partire da un Triassico Superiore di mare poco profondo, contiene anche una delle principali evidenze della tettonica di compressione, documentata dalla presenza di finestre tettoniche mostranti, al di sotto delle successioni carbonatiche, i depositi mesozoici del Bacino Lagonegrese. Inoltre, alcune zone del foglio presentano evidenze di tettonica di estensione tardiva, con assottigliamenti significativi della pila di unità tettoniche ad opera di faglie a basso angolo (Ferranti et al.,1996).

L'esposizione di livelli carnici dell'unità Piattaforma Appenninica e la presenza di finestre tettoniche mostranti i sottostanti terreni dell'unità del Bacino di Lagonegro documentano che nell'area del foglio affiorano i livelli più profondi della catena, generalmente non osservabili lungo il margine tirrenico dell'Appennino meridionale.

Nelle finestre tettoniche sono esposti differenti livelli stratigrafici della successione Lagonegrese (SLC, STS, FYR), su cui sono di norma sovrapposte le Dolomie Massive di Base (DBM) del Carnico.

Nelle unità Lagonegresi si osserva un'elevata complessità strutturale che, nell'area studiata, si manifesta nella presenza di più ordini di strutture plicative. Al di sopra delle unità Lagonegresi, il livello strutturale formato dall'unità dei Monti Picentini-Lattari (UMPL) risulta disarticolato in blocchi definiti principalmente da faglie ad alto angolo.

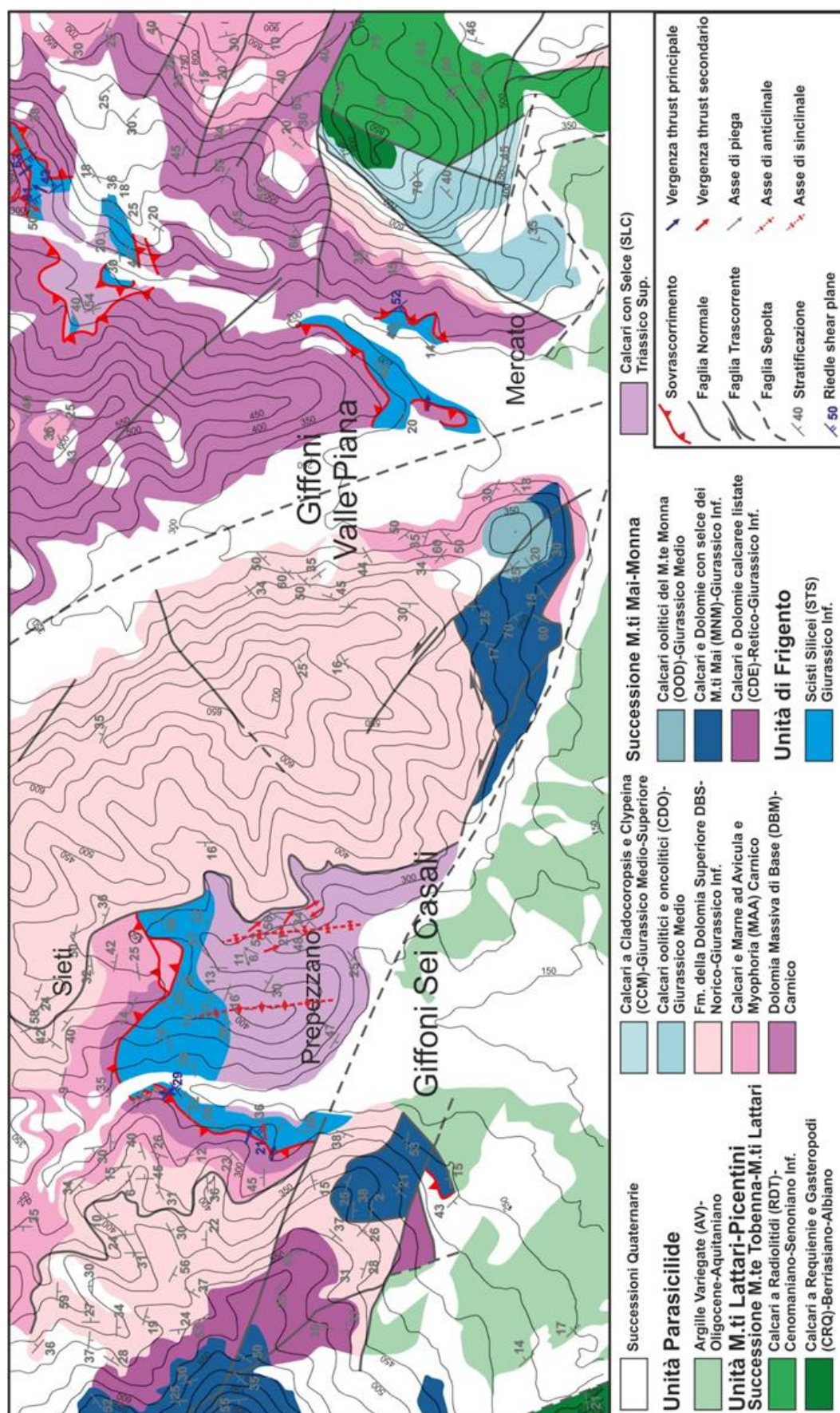


Fig. 3.2.11 Carta geologica dell'area di studio, modificata dal Foglio Salerno (ISPRA,2018; Monda, 2017) , nella quale ricadono le finestre tettoniche di Giffoni Sei Casali e Giffoni Vallepiana.

E' stato eseguito il rilevamento strutturale delle zone di Giffoni Valle Piana e Giffoni Sei Casali, nelle località di Sieti, Prepezzano e Mercato (Fig. 3.2.11) in cui sono state riconosciute diverse strutture deformative. Alcuni esempi del sovrascorrimento analizzati (Fig. 3.2.12) mettono a contatto la Fm. della Dolomia Massiva di Base, di età Carnico (DBM), a tetto (unità dei M.ti Lattari-Picentini; Piattaforma Appenninica) e gli Scisti Silicei (STS), di età Giurassico inferiore, a letto (unità di Frigento; Bacino di Lagonegro). In località Mercato le dolomie sono caratterizzate da un'intensa fratturazione ed al di sotto del piano di *thrust* è presente una cataclasite fatta esclusivamente di clasti dolomitici (Fig. 3.2.14c). Il piano di *thrust* presenta diverse giaciture con un'immersione dominante a SO. Gli scisti a letto del *thrust* risultano altrettanto deformati; essi mostrano strutture secondarie come S-C' con i piani C' ad alto angolo immergenti verso SO (Fig. 3.2.14e). Ancora in località Mercato è presente un altro affioramento dove è possibile osservare lo stesso contatto tettonico (Fig. 3.2.12a) caratterizzato dalla dolomia (DBM) a tetto deformata per fratturazione che sovrascorre sulla Fm. degli Scisti Silicei. Il sovrascorrimento mostra una geometria di tipo *ramp-flat*, che si osserva attraverso le relazioni tra il piano di *thrust* e la stratificazione negli scisti; questi ultimi vanno in *cut-off* lungo una rampa immergente a NE per poi disporsi parallelamente al piano (*flat*). Gli Scisti Silicei, anche in questo caso, mostrano strutture S-C' estensionali con i piani C' immergenti sia a E sia a O con un'inclinazione da bassa a moderata. Il contatto DBM – STS è stato riconosciuto anche a Nord di Giffoni Valle Piana (Fig. 3.2.12b). In questo caso, la dolomia si presenta meno fratturata; il piano di *thrust* è più netto, immergente a NE. In località Prepezzano, a Nord di Giffoni Sei Casali, il contatto DBM-STS risulta essere ancor più netto (Fig. 3.2.12c). In questo caso è molto sviluppata una cataclasite al di sotto del piano principale caratterizzata da clasti dolomitici. Nella dolomia posta a tetto, in prossimità del piano di taglio principale si possono osservare numerosi

riedle antitetici e indicatori cinematici, come strie e gradini in roccia, che indicano un trasporto tettonico verso NO. Inoltre si possono osservare numerosi indicatori cinematici nel letto come strutture S-C'. I piani C' ad alto angolo e cinematica normale, sono immergenti verso SE e coerenti con la vergenza del *thrust* principale. Tra le altre strutture analizzate in quest'area, sono presenti anche pieghe e *thrust* alla mesoscala e faglie normali coniugate basculate (Fig. 3.2.13a, b). In località Prepezzano, lungo la strada per Sieti, nei Calcari con Selce (SLC) sono presenti pieghe generalmente con geometria *chevron* (Fig. 3.2.14a), da aperte a strette, con piano assiale immergente verso NO e con una vergenza SE. I *thrust*, generalmente a basso angolo, dislocano liste di selce con rigetti dell'ordine dei pochi centimetri (Fig. 3.2.13f) e talvolta formano pieghe con una geometria *kink* (Fig. 3.2.13e). In alcuni casi, tuttavia, i *thrust* risultano essere di ordine metrico e ad alto angolo (Fig. 3.2.13g) . Faglie normali basculate si osservano sia come strutture singole sia coniugate che formano *graben* alla mesoscala (Fig. 3.2.13g). Anche in questo caso i rigetti sono mediamente di ordine centimetrico. Alcune di queste faglie in affioramento presentano una cinematica apparente inversa; tuttavia, riportando la stratificazione all'orizzontale, la reale cinematica risulta essere normale. Le faglie normali basculate, precedentemente descritte per i Calcari con Selce, sono state osservate anche negli Scisti Silicei (Fig. 3.2.13a). Anche in questo caso si presentano sia singole che coniugate.

Tuttavia, contrariamente a quanto osservato nei Calcari con Selce, negli Scisti Silicei si possono osservare le relazioni tra faglie normali basculate e *thrust* a basso angolo. Infatti, questi ultimi, risultano essere dislocati dalle faglie normali basculate ad alto angolo, come mostrato in figura 3.2.13a. In questa formazione sono presenti *thrust* alla mesoscala con un rigetto da centimetrico a decimetrico (Fig. 3.2.13a,b). Altre strutture analizzate sono strutture S-C' e pieghe a letto del *thrust* principale (Fig. 3.2.14c).

A Giffoni Valle Piana presso il sentiero dell'Infrattata, si osservano almeno tre ripetizioni della sequenza Scisti Silicei-Calcarei con Selce attraverso *thrust* interni alle unità lagonegresi. In quest'area affiora anche il *thrust* principale che porta le dolomie carniche ancora sugli Scisti Silicei. I terreni posti a letto risultano deformati da pieghe e *thrust* i quali indicano una vergenza verso SO (Fig. 3.2.14b). Le dolomie a tetto del *thrust* principale sono deformate principalmente da intensa fratturazione; tuttavia allontanandosi dal contatto, esse risultano deformate da piani di faglia normali a basso angolo di lunghezze delle decine di metri (*Low-Angle Normal Fault*, LANF). Infine, l'intera pila sedimentaria è stata dissecata da faglie tardive con cinematica normale e trascorrente.

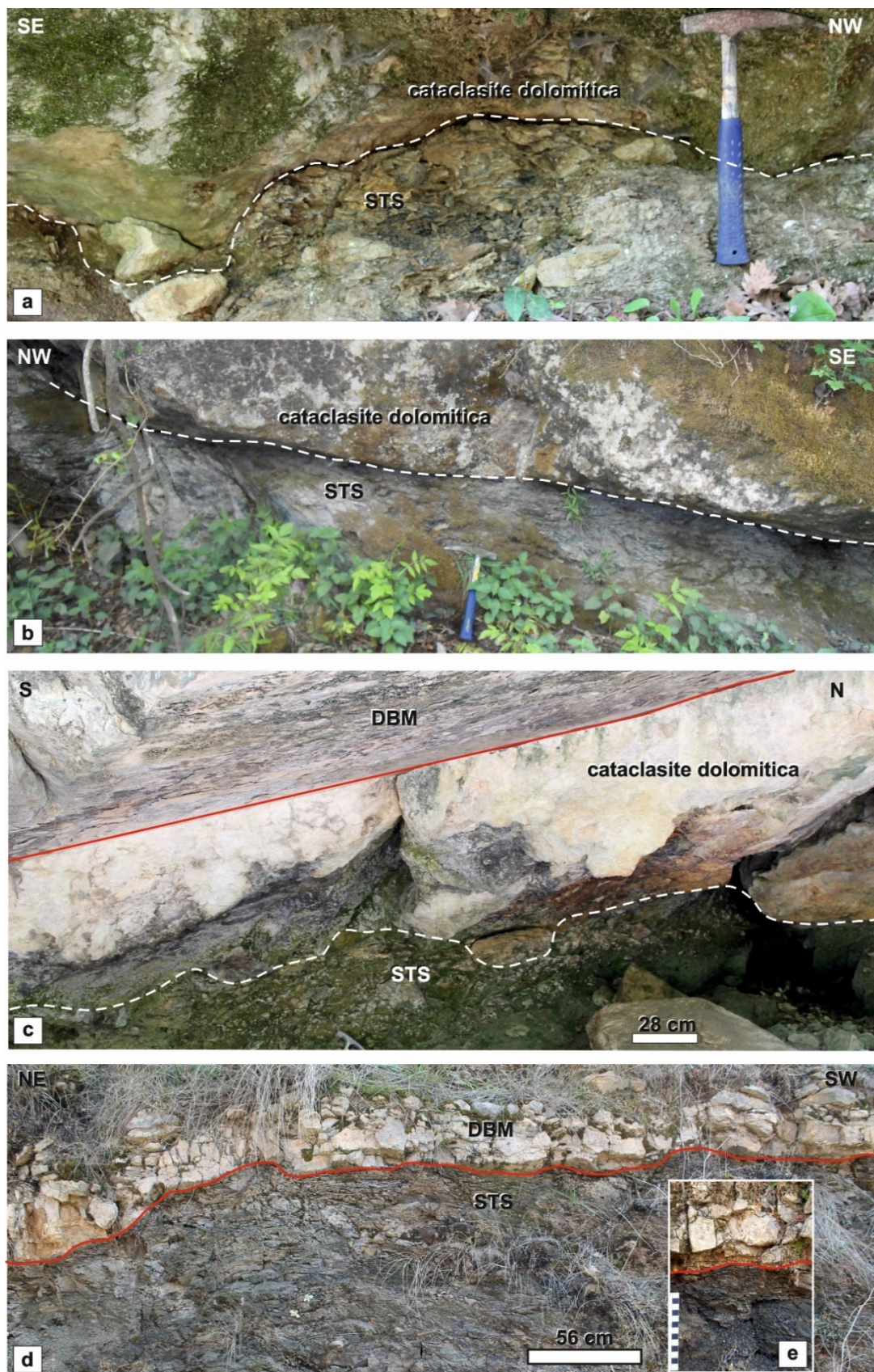


Fig. 3.2.12 (a) *cataclasite dolomitica* in contatto con gli Scisti Silicei in località Mercato; (b) contatto tra *cataclasite dolomitica* e STS a Nord di Giffoni Valle Piana; (c) contatto tra DBM e STS con *cataclasite dolomitica* interposta in località Prepezzano; (d) ed (e) contatto ramp-flat affiorante in località Mercato;

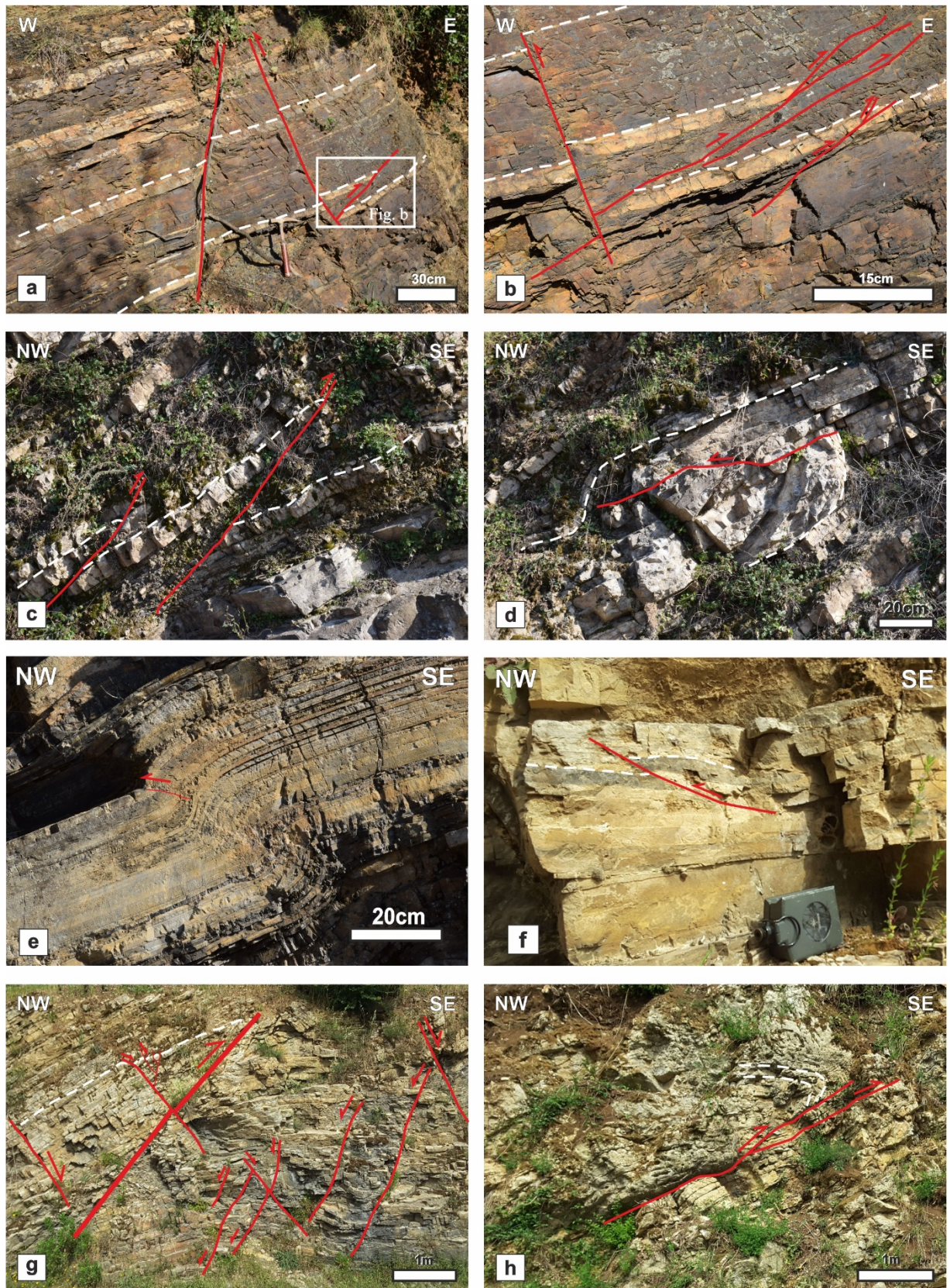


Fig. 3.2.13 Formazione STS. In località Prepezzano: a) thrust e faglia normale basculata che taglia thrust a basso angolo e b) dettaglio di thrust a basso angolo con diversi splay; c) thrust ad alto angolo; d) faglia normale a basso angolo con uncinate; e) piegha tipo Kink; f) thrust centimetrico a basso angolo; g) faglie normali singole e coniugate e thrust ad alto angolo; h) thrust con anticlinale di rampa.

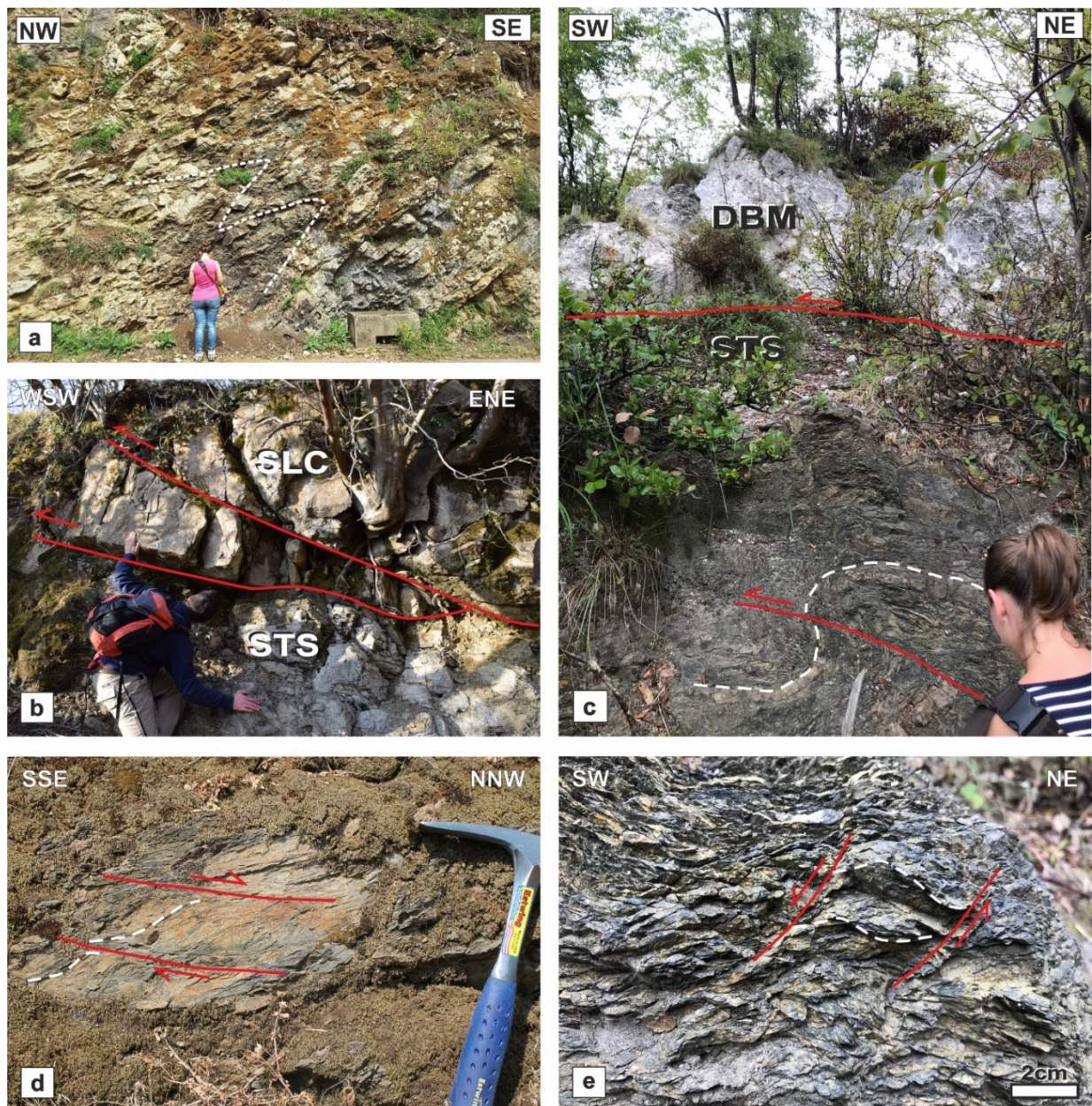


Fig. 3.2.14 Località Sieti: (a) pieghe di tipo chevron; Località Sentiero dell Infrattata: (b) contatto tettonico tra SLC e STS con splay; (c) contatto tettonico tra DBM e STS con thrust secondari a letto e relative pieghe; (d) strutture S-C'; (e) strutture S-C' a letto del thrust;

Per i Calcari con Selce (SLC) il plot dei poli della stratificazione (Fig. 3.2.15d) mostra approssimativamente una distribuzione caratterizzata da un cluster con una stratificazione media immergente a NO. I plot relativi a pieghe mostrano assi suborizzontali con orientazione NE-SO (Fig. 3.2.15e), e poli dei piani assiali (Fig. 3.2.15f) caratterizzati da una debole dispersione lungo una ciclografica con direzione NO-SE. I piani di *thrust* presenti in SLC (Fig. 3.2.15g) mostrano una immersione prevalente verso NO e alcuni back *thrust* immergenti a SE. Infine, il contatto SLC-STC (Fig. 3.2.15c), che produce diverse ripetizioni della successione, è caratterizzato da rampe oblique immergenti prevalentemente verso NNE.

I plot in Fig. 3.2.15 (h, i, j, k) rappresentano le proiezioni delle strutture analizzate negli Scisti Silicei (STC). I poli dei piani di strato (Fig. 3.2.15h) indicano una debole distribuzione di tipo *girdle* con orientazione NE-SO. Gli assi delle pieghe (Fig. 3.2.15i), ricavati dall'intersezione dei fianchi, hanno un'orientazione media NO-SE. I piani di *thrust* alla mesoscala immergono principalmente a NE e subordinatamente verso ONO (Fig. 3.2.15j). Inoltre, in alcuni casi i *thrust* sono risultati basculati e, di conseguenza, sono stati retrodeformati. Questi presentano una principale immersione verso ONO e una secondaria verso NE (Fig. 3.2.15k). Sebbene questi dati non subiscano grande variazione se retrodeformati, i piani si spostano verso un'immersione principale più verso Ovest e un'inclinazione più bassa.

Nella successione dolomitica del Carnico (DBM) è stato osservato un numero minore di strutture rispetto alle precedenti formazioni a causa della fratturazione intensa e diffusa. Il plot dei poli dei piani di strato (Fig. 3.2.15a) presenta un unico cluster immergente a NE e inclinazione moderata. I piani di *thrust* (Fig. 3.2.15b) mostrano due immersioni preferenziali verso E e verso SSO e immersioni secondarie verso SE e SO.

La Fig. 3.2.15l mostra le orientazioni e i relativi *slip vector* del *thrust* principale, che porta le dolomie triassiche (DBM) al di sopra delle radiolariti e argilliti silicee giurassiche (STS) e le strutture S-C' associate (Fig. 3.2.15m,n,o,p). Il piano del *thrust* principale (Fig. 3.2.15l) presenta tre immersioni preferenziali verso NE e SE e in alcuni casi risulta immergere verso SO e verso S. Le strutture S-C' associate al contatto principale sono state suddivise in quattro plot diversi in base alle orientazioni preferenziali. I piani di taglio C' sembrano avere immersioni preferenziali che indicano una vergenza coerente con quella del *thrust* principale. In particolare tali piani presentano immersione e vergenza principalmente verso SE (Fig. 3.2.15m), SO (Fig. 3.2.15n), NO (Fig. 3.2.15o) e subordinatamente verso NE (Fig. 3.2.15p).

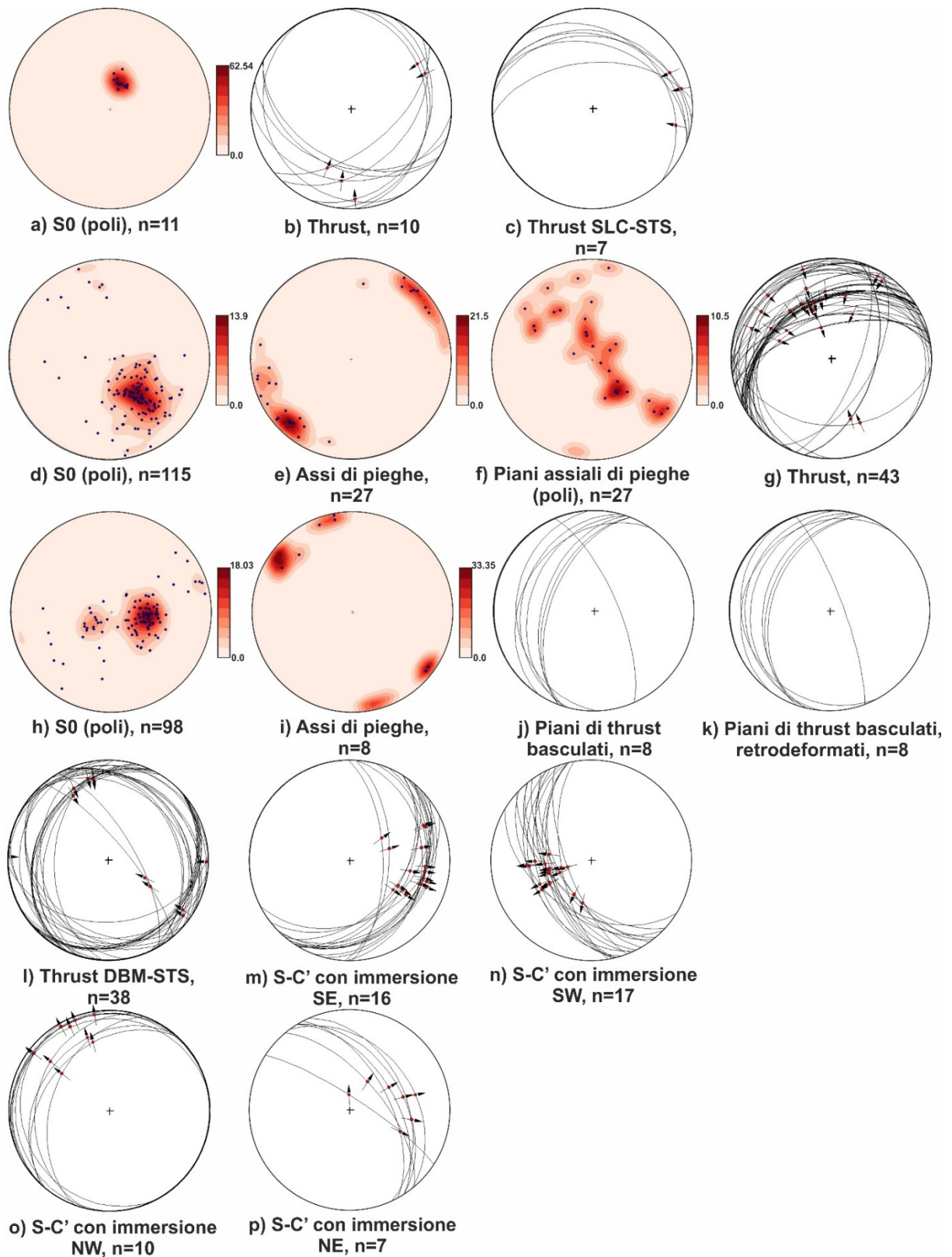


Fig. 2.2.15 Proiezione stereografiche dei dati misurati in : **DBM** (a) stratificazione, (b) thrust; **SLC** (c) thrust al contatto con STS, (d) stratificazione, (e) assi di pieghe, (f) piani assiali, (g) thrust ; **STS** (h) stratificazione, (i) assi di pieghe, (j) thrust basculati e (k) retrodeformati; **contatto DBM-STs** (l) thrust,, (m), (n), (o) e (p) strutture tipo S-C'.

3.2.2 Laviano

L'area di studio (Fig. 3.2.16) è situata lungo il fronte settentrionale del massiccio carbonatico del Monte Marzano e ricade nel Comune di Laviano. Questa zona, nota perché prossima all'area epicentrale del terremoto del 1980 che sconvolse l'alta Irpinia, è stata recentemente oggetto del rilevamento geologico alla scala 1:50.000 (Foglio 468 "Eboli", ISPRA, 2018).

L'interesse scientifico di quest'area risiede nella presenza di un sovrascorrimento d'importanza regionale che borda i versanti settentrionali del Monte Marzano e dei Monti Picentini (Bonardi et al., 1988) e che mette in contatto la successione meso-cenozoica della Piattaforma Appenninica con i depositi di *wedge-top* del Miocene superiore della **Formazione di Castelvete** (Fig. 3.2.17).

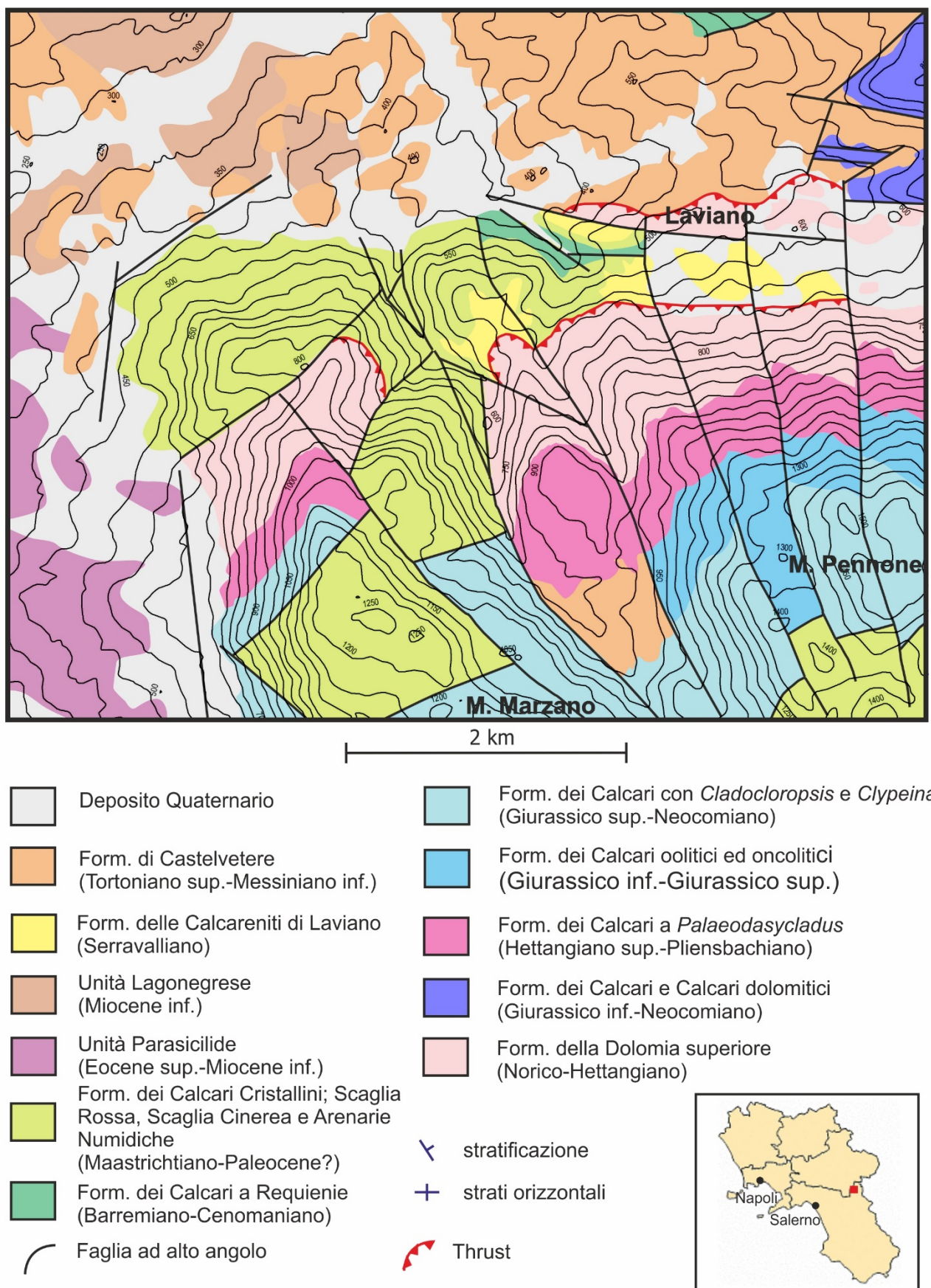


Fig. 3.2.16 Carta geologica dell'area di Laviano (modificata dal Foglio "Eboli", ISPRA, 2018; Di Lauro, 2016)

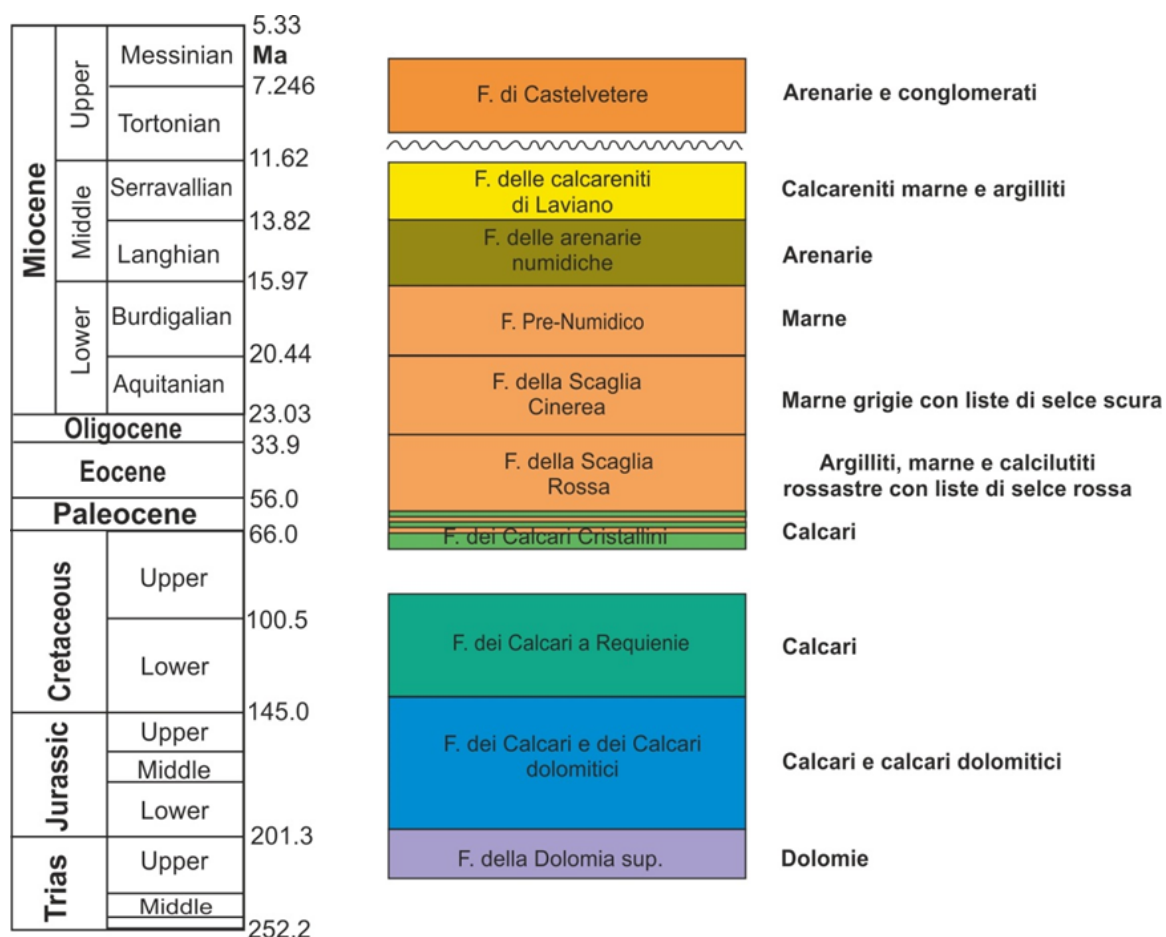


Fig. 3.2.17 Colonna stratigrafica della successione del Monte Marzano-Laviano (Vitale et. al,2018a).

3.2.2.1 Rilevamento geologico ed analisi strutturale

Nell'area di studio è stata riscontrata la presenza di numerose strutture da raccorciamento quali pieghe e sovrascorrimenti. La struttura più importante è rappresentata da un *thrust* a basso angolo che raddoppia tettonicamente la successione meso-cenozoica della Piattaforma Appenninica (unità Monte-Marzano-Laviano). Lungo il versante settentrionale del Monte Pennone (Fig. 3.2.16) affiorano le dolomie triassiche sovrascorse sui Calcari Cristallini (Fig. 3.2.18a) e sulle Calcareniti di Laviano. Lo stesso contatto tettonico è osservabile, ribassato per faglia normale, nell'abitato di Laviano dove le dolomie triassiche sovrascorrono questa volta sulle calcareniti di età Serravalliano e sui conglomerati della **Formazione di Castelvete**. Oltre ai piani di faglia principali sono state misurate anche molte strutture secondarie, come piccole faglie inverse e pieghe a diversa scala (Fig. 3.2.18 b-c). I *thrust* e *back thrust* minori (Fig. 3.2.18 d-e) presentano spesso indicatori cinematici quali fibre e gradini di calcite lungo il piano di taglio (Fig 3.2.19 c-d). Nelle porzioni più stratificate della Formazione della Scaglia Rossa, anche grazie alla presenza delle liste di selce rossa caratteristiche, si apprezza la presenza di diversi *pre-buckle thrust* (Fig 3.2.19 e). Altre faglie a basso angolo interessano sia il deposito della **Formazione di Castelvete** che i calcari triassici a E di Laviano (Fig. 3.2.16, 3.2.20b-c-d); in particolare la faglia inversa mostrata in figura 3.2.20b-d disseca i calcari e i sovrastanti conglomerati (Fig. 3.2.20a) con vergenza a N, dislocando anche un piano di faglia normale ad alto angolo con direzione E-O. Sia per queste che per le strutture precedentemente descritte la direzione di raccorciamento è circa N-S con vergenza a N (Fig. 3.2.19 b-f) .

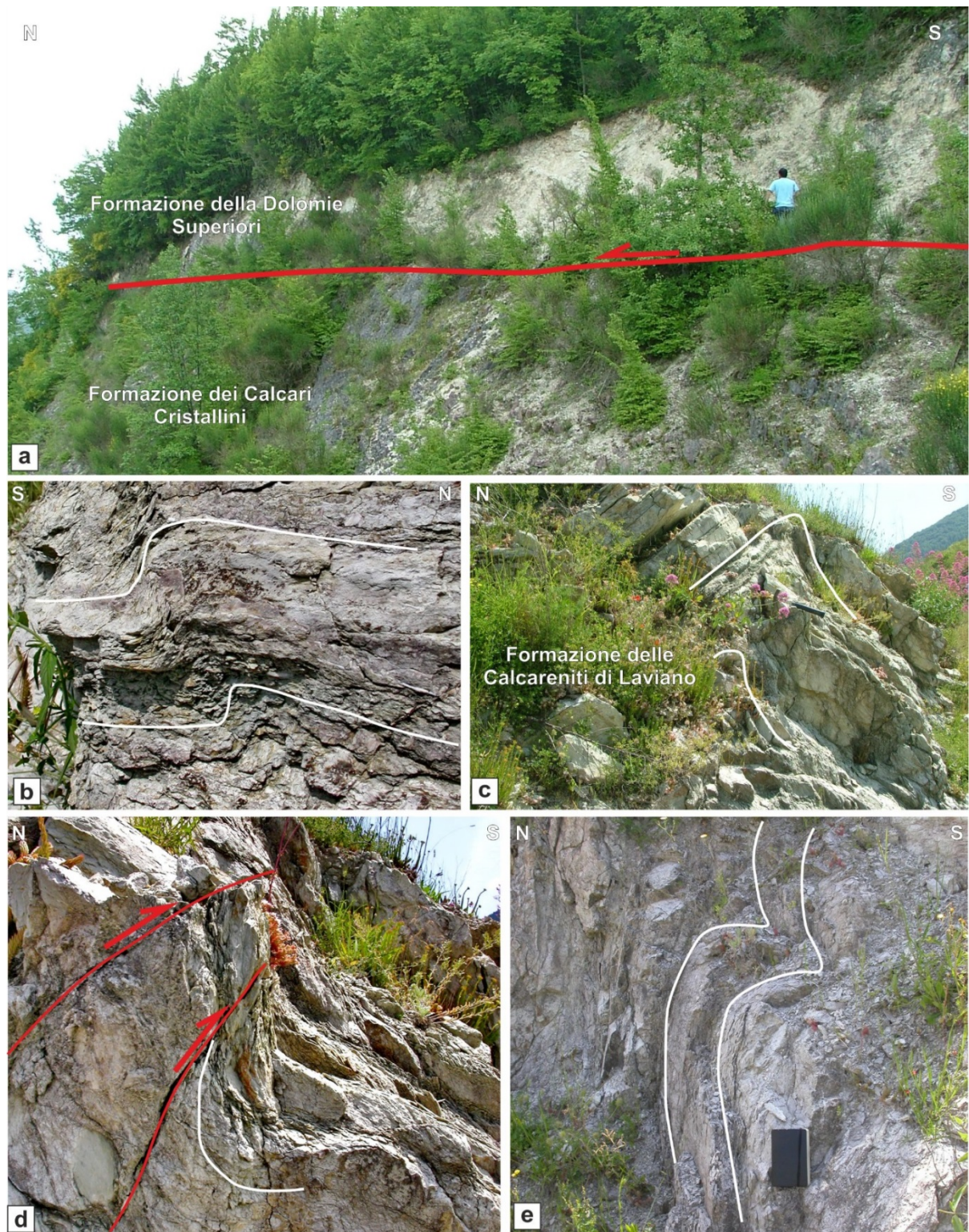


Fig. 3.2.18 (a) In rosso, il thrust che mette a contatto le dolomie triassiche con i calcari cristallini; (b) Esempio di strutture secondarie associate al sovrascorrimento dell'immagine (a). Back fold; (c) Altro esempio di back fold; (d) Back thrust e piega da trascinamento; (e) Piega associata al sovrascorrimento.

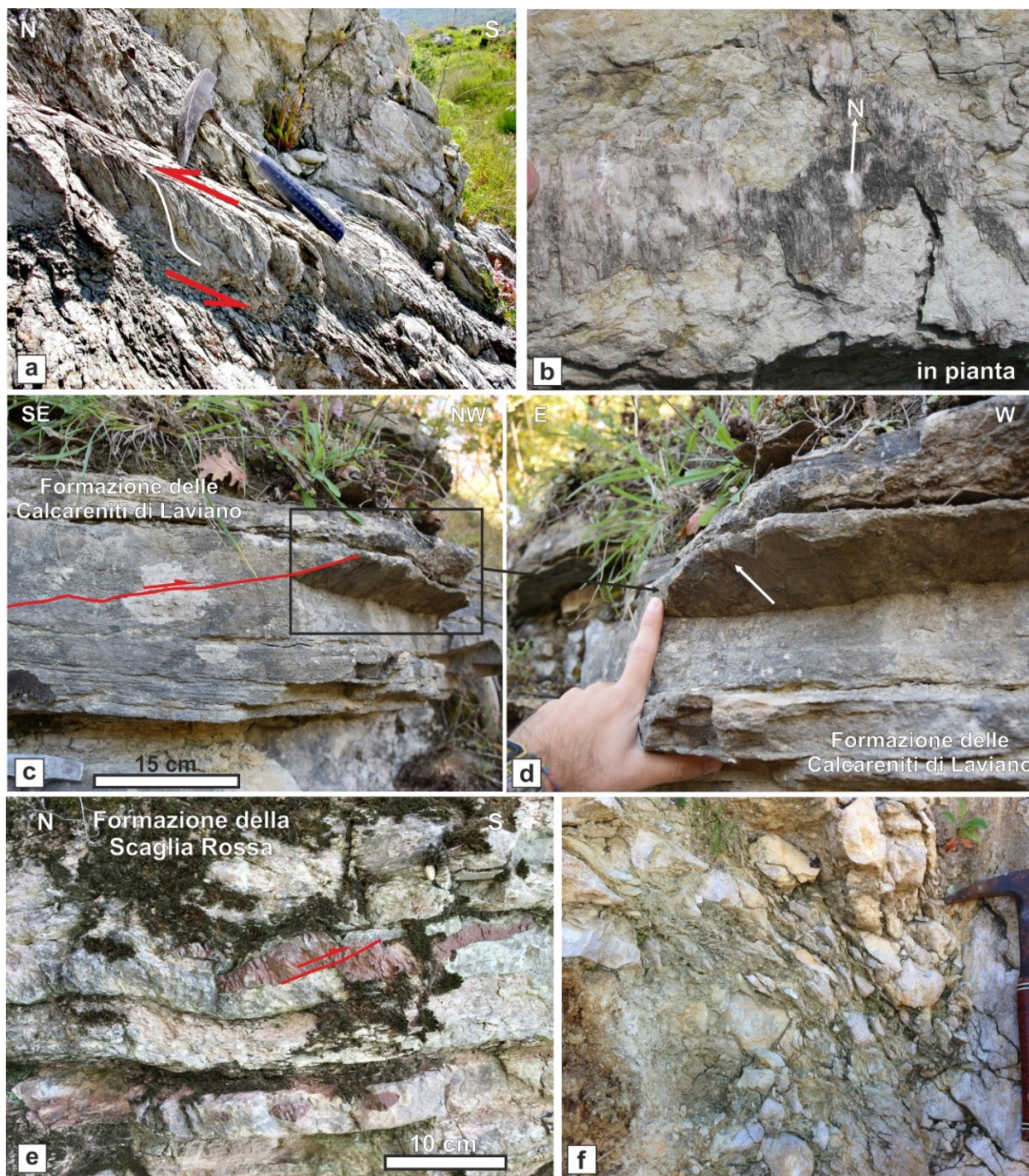


Fig. 3.2.19 (a) Strutture S-C indicanti movimento verso Nord; (b) Indicatori cinematici, strie, fibre e gradini di calcite che indicano un movimento verso N; (c), (d) Thrust secondario nelle calcareniti di Laviano con indicatori cinematici, strie e gradini che indicano un movimento verso Nord; (e) Pre-buckle thrust che caratterizza la selce rossa nella Formazione della Scaglia Rossa; (f) conglomerati calcarei deformati.

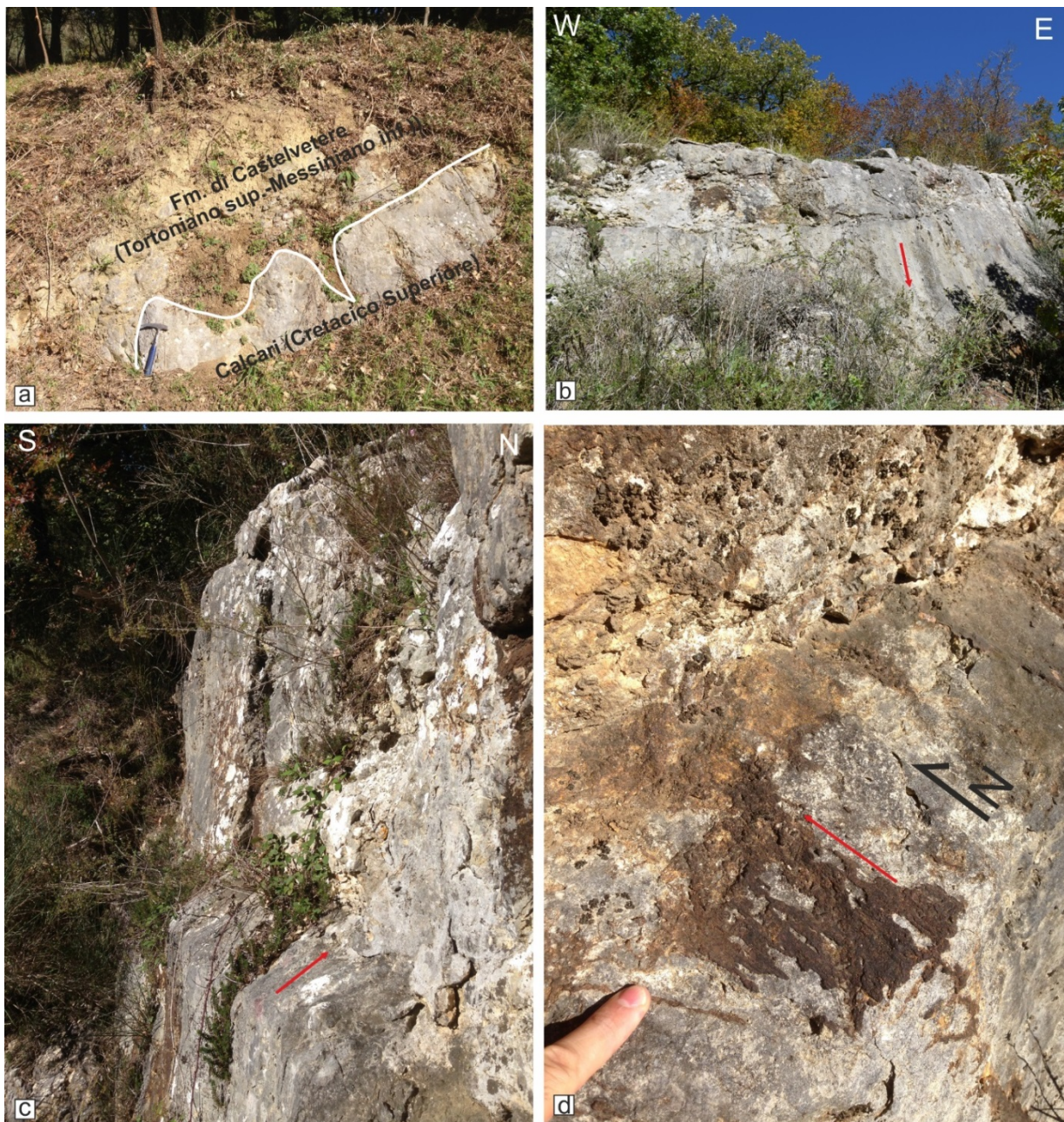


Fig. 3.2.20 (a) contatto stratigrafico tra i calcari cretacici e i conglomerati miocenici; (b) piano di thrust vergente a N che (c) disloca un piano di faglia normale ad alto angolo; (d) strie sul piano di faglia che indicano una vergenza a N.

La vergenza settentrionale di tutte le strutture compressive è evidenziata anche dall'analisi dei dati i cui risultati sono mostrati in Fig. 2.2.21 attraverso la proiezione stereografica in un reticolo equiareale e le mappe di densità. I poli dei piani di stratificazione mostrano una distribuzione tipo *girdle* (Fig. 2.2.21a), con un asse teorico del piegamento di 275/10. Gli assi di piega invece mostrano un *cluster* orizzontale orientato E-O (Fig. 2.2.21b), mentre i poli dei piani assiali un *girdle* rappresentativo di piani ad alto angolo con immersione a S e a N (Fig. 2.2.21c). Per quanto riguarda le faglie inverse i piani sono principalmente immergenti a S con vergenza a N, e subordinatamente immergenti a N con vergenza a S (Fig. 2.2.21d), rappresentativi dunque di un raccorciamento N-S. L'inversione dei dati con il metodo P-B-T mostra un campo di paleostress con S1 = 015/21 e S3 subverticale (Fig. 2.2.21e).

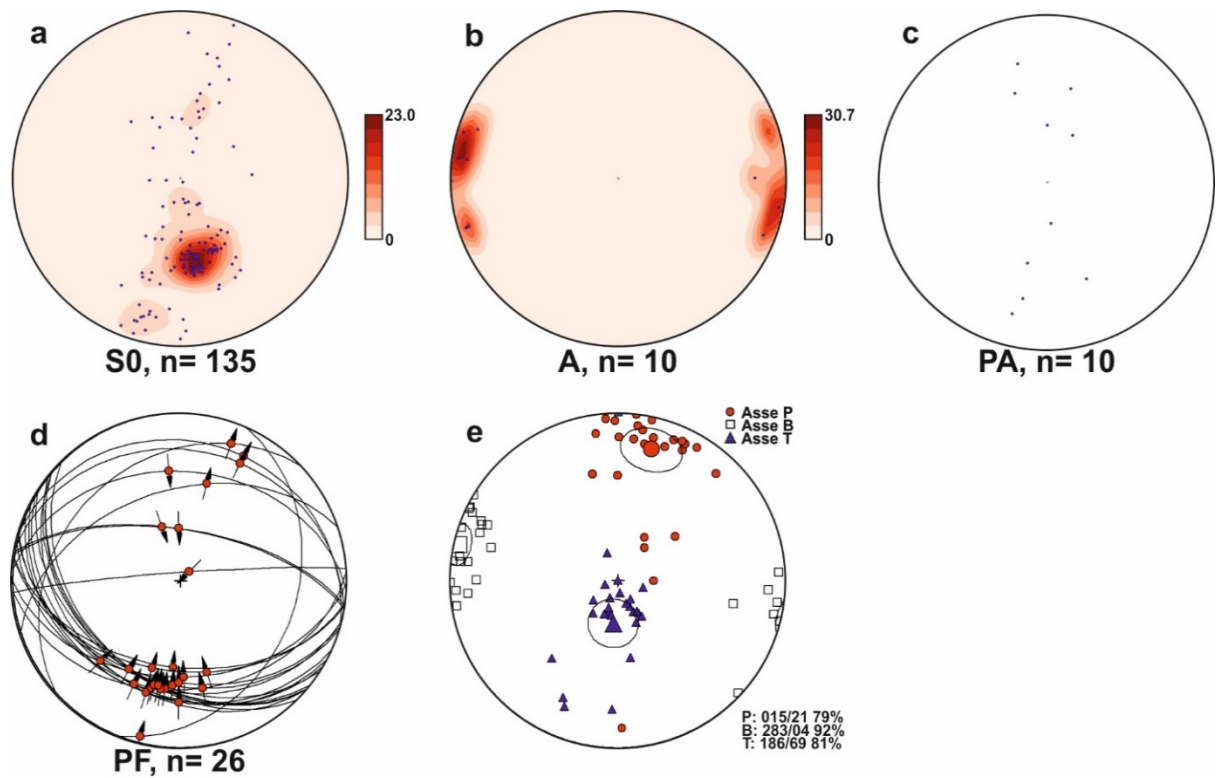
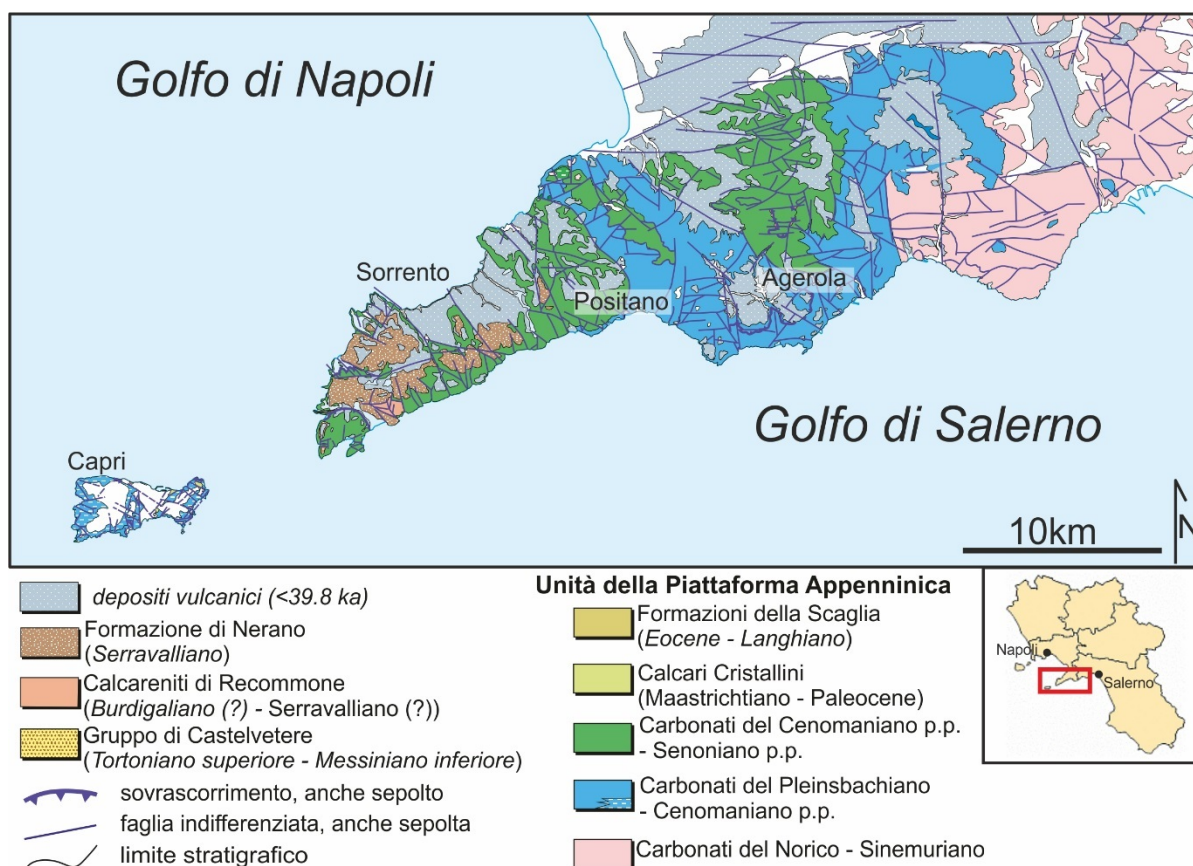


Fig. 3.2.21 Proiezioni stereografiche e mappe di densità di: (a) stratificazione (poli); (b) assi e (c) piani assiali di pieghe; (d) thrust; (e) diagramma PBT.

3.3 Isola di Capri e Penisola Sorrentina

In questo paragrafo è descritto il lavoro effettuato relativo alle aree di studio nell'Isola di Capri e nella Penisola Sorrentina (Fig. 3.3.1).



3.3.1 Isola di Capri

Di seguito è presentata una rassegna dei lavori più significativi della geologia dell'Isola di Capri con particolare risalto agli studi strutturali e successivamente è descritto l'assetto tettonico e stratigrafico.

3.3.1.1 Lavori precedenti

I primi studi sulla struttura dell'isola risalgono a Rovereto (1907a, b), il quale considera come alloctone le masse carbonatiche affioranti sovrascorse su un substrato "plastico" eocenico.

Successivamente Signorini (1950) riprende questa interpretazione aggiungendo che i calcari mesozoici sarebbero stati in seguito dislocati da faglie dirette e precisa alcune sue constatazioni sull'interpretazione tettonica dell'isola. Le più importanti per i fini di questo lavoro sono: (i) l'individuazione di un motivo predominante di fratturazione che ha dato luogo alla distinzione in una serie di blocchi allungati in direzione SO-NE, con pendenza verso NO uguale a quella messa in evidenza per la Penisola Sorrentina; (ii) di un motivo tettonico presente sulla costa settentrionale, dove calcari sono sovrapposti ai terreni flyschoidi con direttrici ONO-ESE sia degli strati che del contatto tettonico. In base all'evidenza di terreni antichi su quelli giovani, l'autore ne deduce che la faglia è un sovrascorrimento inclinata di 40-50°. Per quanto concerne gli sforzi tettonici che hanno agito in quest'area, Signorini ipotizza due fasi tettoniche: una compressiva caratterizzata da fratturazione, dislocazioni e impilamenti di falde, con movimento verso NNE, e una successiva fase distensiva che ha provocato una fratturazione a blocchi con prevalenti faglie normali immergenti a SE, e una rotazione con direzione assiale SO-NE dei singoli blocchi paralleli che hanno assunto tutti una pendenza verso NO. Si sarebbe formata così quella struttura a gradinata che caratterizza anche morfologicamente l'Isola di Capri, insieme alla Penisola Sorrentina. Tuttavia, successivamente, a differenza di Signorini (1950), Segrè (1959) nelle sezioni geologiche del foglio geologico 196 (Isola di Capri-Sorrento), non riporta alcun sovrascorrimento tra i calcari e le successioni flyschoidi interpretati invece come contatti per faglie ad alto angolo.

L'interpretazione tettonica più recente è quella di Cinque (1986) e Brancaccio et al. (1988) che schematizzano la struttura come costituita da due unità tettoniche sovrapposte delle quali i sedimenti flyschoidi miocenici rappresentano l'unità inferiore. A questa interpretazione si associano Castelluccio e Napolitano (1989) che presentano nuovi dati per la definizione del modello strutturale dell'isola, tra cui la presenza di faglie trascorrenti, il

riconoscimento di alcune unità stratigrafiche precedentemente non segnalate a Capri e la presenza di una successione rovesciata presso Punta del Capo. L'area analizzata è caratterizzata da due unità strutturali sovrapposte, separate da un piano di sovrascorrimento ben visibile in località Punta del Capo, Punta Caterola e Punta Sbruffo.

Secondo Castelluccio e Napolitano (1989) i tre principali piani di sovrascorrimento rappresenterebbero i lembi di un fronte di accavallamento con direzione media E-O, dislocato da trascorrenti sinistre, poi un ulteriore fase tettonica avrebbe sbloccato l'intera struttura secondo un movimento trascorrente destro con direzione E-O; infine, in accordo con quanto accettato per il resto della catena, si sarebbero verificati i movimenti distensivi che caratterizzano la tettonica più recente.

3.3.1.2 Assetto tettonico proposto da questo studio

Al fine di descrivere l'assetto strutturale dell'Isola di Capri è stata redatta una carta geologica dell'isola (Fig. 3.3.2a) modificata dalla carta in scala 1:50.000 esistente (ISPRA, 2018) in base a quanto osservato durante questo lavoro. Inoltre sono state realizzate tre sezioni geologiche (Fig. 3.3.2b) con andamento N-S (sezioni B-B' e C-C') e OSO-ENE (sezione A-A') . La sezione A-A' mostra una superficie di sovrascorrimento principale che attraversa l'intera isola dislocata da faglie normali planari e listriche; la sezione C-C' mostra il raddoppio della successione e la giacitura rovesciata degli strati, come riscontrato durante il rilevamento, presso Punta del Capo. La sezione B-B' mostra il *thrust* principale ed uno secondario. La dislocazione del *thrust* principale, così come emerge dalla ricostruzione presentata, è di circa 500 metri. Il tetto e il letto sono caratterizzati rispettivamente da un'anticlinale e sinclinale lungo il contatto tettonico. La ricostruzione della faglia inversa secondaria che interessa la

successione del Monte Solaro (sezione geologica B-B') è stata resa necessaria per motivare la presenza di strati rovesci e verticali nella parte occidentale della struttura.

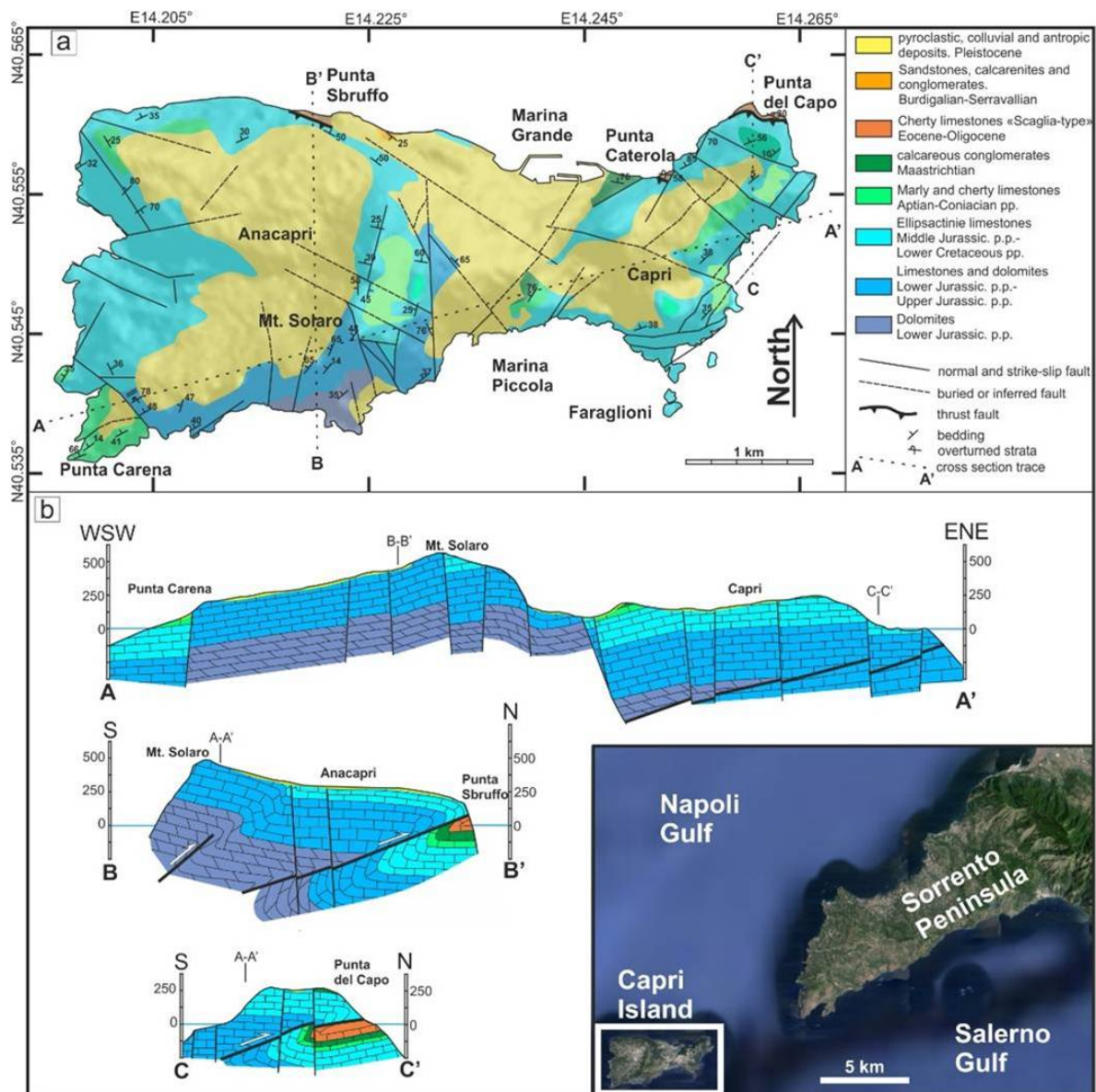


Fig. 3.3.2 (a) Carta geologica semplificata dell'Isola di Capri; (b) sezioni geologiche (modificata dal Foglio "Isola di Capri" 484, ISPRA, 2018)

3.3.1.3 Assetto stratigrafico

La stratigrafia dell'Isola di Capri (Fig. 3.3.2) può essere in primo luogo suddivisa in tre elementi fondamentali. Per la maggior parte è costituita da masse carbonatiche di età mesozoica, spesse alcune centinaia di metri, ricoperte da depositi miocenici di avanfossa.

Coperture quaternarie prevalentemente vulcaniche ricoprono in discordanza l'intera successione.

Alla base della successione sono presenti rocce di ambiente da piattaforma a scarpata del Giurassico-Miocene medio (Fig. 3.3.2 a). La successione sedimentaria è spessa circa 200 metri ed è caratterizzata da dolomie di mare basso dell'Hettangiano p.p.(DBb), che evolvono a carbonati di margine-bacino del Giurassico-Cretacico Inferiore, comprendenti calcari a *Lithiotis* e ooliti, calcari con selce, passanti lateralmente a Calcari ad *Ellipsactinia* (GCs). La successione è ricoperta in discordanza da depositi di scarpata costituiti da Calciruditi con frammenti di ostreidi e rudiste (GCs) dell'Aptiano-Cenomaniano e da calcari con selce e calcari marnosi del Turoniano-Coniaciano (SCC, Scaglia Rossa Auct.). La successione continua verso l'alto con depositi di scarpata, prima con i Calcari Cristallini del Maastrichtiano-Paleocene, poi con calcareniti e calcilutiti giallastre, con selce e ben stratificate dell'Eocene-Oligocene (SCA, Scaglia Cinerea Detritica Auct.), quindi calcareniti del Burdigaliano-Serravalliano (REC, Formazione di Reconnone) e, infine, le arenarie di avanfossa serravalliane (NER, Formazione di Nerano; Scandone & Sgroso, 1965).

L'Isola di Capri, insieme alla successione del Monte Bulgheria (Scandone et al., 1964; Bonardi et al., 2009) e all'Unità Lungro-Verbicaro (Iannace et al., 2007), è considerata il margine occidentale della piattaforma appenninica di età Mesozoico-Miocene inferiore, passante ad O al Dominio Ligure (e.g., Vitale & Ciarcia 2013 cum biblio). Tutte queste successioni sono caratterizzate da un'evoluzione bacinale dal Giurassico al Miocene inferiore marcata da depositi tipo Scaglia cretacici e paleogenici.

3.3.1.4 Strutture alla mesoscala

Le migliori strutture deformative alla mesoscala si osservano presso l'affioramento di Punta del Capo, situato lungo la scogliera sul lato NE dell'Isola (Fig. 3.3.2a, 3.3.3a). In questo sito la successione giurassico-cretacica ricopre tettonicamente le rocce mioceniche attraverso un *thrust* dominato da segmenti di rampa (Fig. 3.3.2a). Molte strutture alla mesoscala, presenti nelle rocce del letto (calcareniti e arenarie mioceniche), sono associate al *thrust* principale, come piani tipo Riedel sintetici (Fig. 3.3.3b), con una cinematica normale ben mostrata dalle fibre di calcite, sono presenti anche nei conglomerati miocenici (Fig. 3.3.3c). Le strutture tipo Riedel sintetici indicano una vergenza tettonica media verso NNE. A luoghi sono presenti piani tipo Riedel antitetici con una cinematica inversa, caratterizzati da un alto angolo di inclinazione. In alcuni punti le calareniti contengono un clivaggio stilolitico spaziatto disgiuntivo immergente a S (Fig. 3.3.3d). Il *thrust* principale affiora oltre che a Punta del Capo anche a Punta Sbruffo (Fig. 3.3.3e) e presenta una lieve immersione a SO/O. Il rigetto stimato è intorno ai 450m (Fig. 3.3.2b).

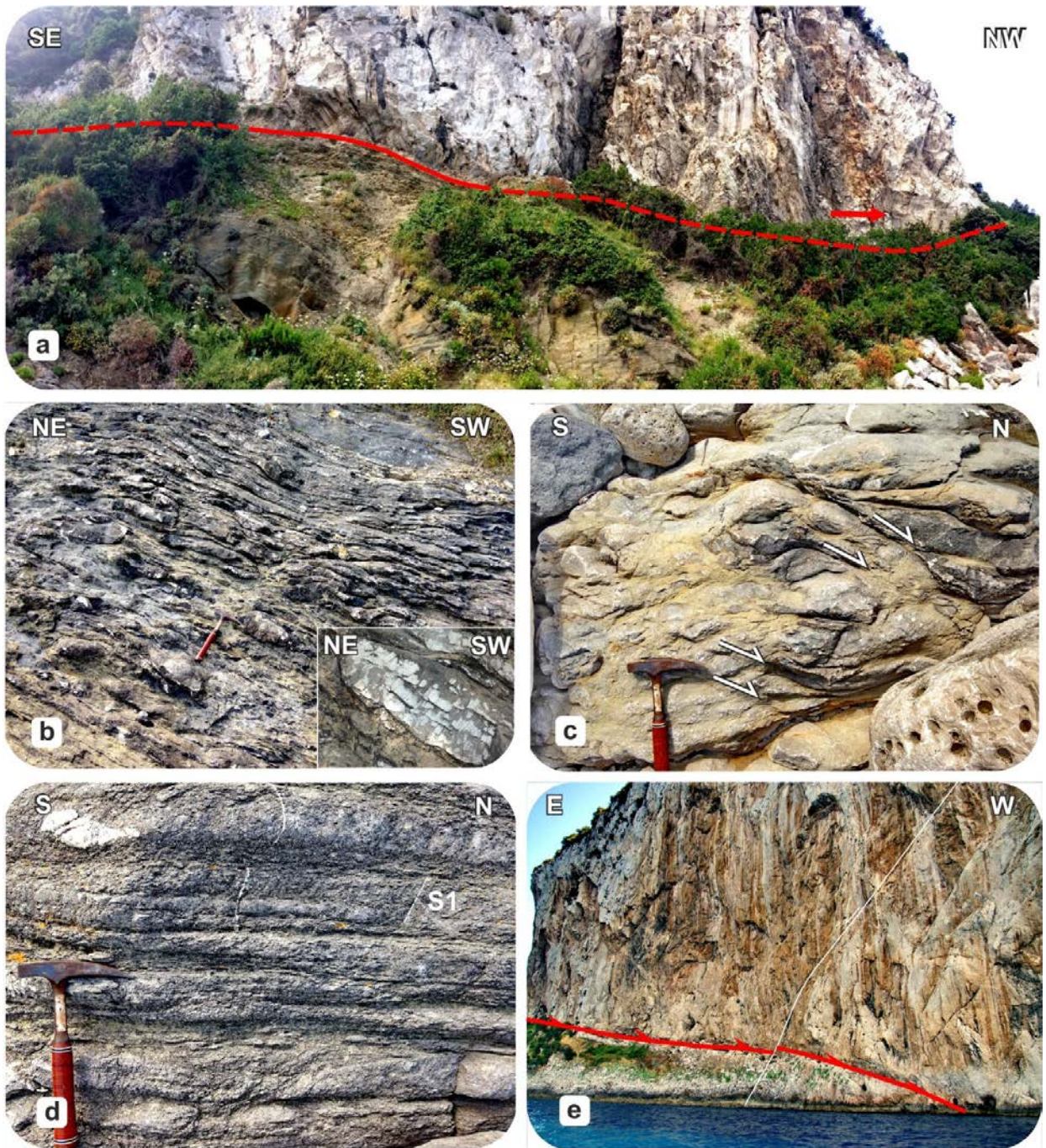


Fig. 3.3.3 Affioramento di Punta del Capo. (a) Vista panoramica del thrust principale. Piani di taglio sintetici tipo Riedel con gradini di calcite presenti nelle calcareniti (b) e conglomerati (c) miocenici posizionati nel blocco di letto. d) clivaggio stilolitico nelle calcareniti mioceniche. (e) vista panoramica dell'affioramento di Punta Sbruffo.

3.3.2 Penisola Sorrentina

La Penisola Sorrentina è formata da una dorsale carbonatica con trend ENE-OSO che si estende quasi perpendicolarmente all'Appennino meridionale. Questo promontorio è composto in grande parte da rocce carbonatiche riferibili ad una successione triassico-cretacica spessa circa 4 km, coperte da successioni discordanti mioceniche. La struttura della dorsale è stata approssimata a quella di una omoclinale immergente a NO, sovrascorsa da unità tettoniche carbonatiche vergenti verso N (Caiazza et al.; 2000). È dissecata da faglie con direzione NO-SE che creano una struttura ad horst e graben, ad esempio il graben di Meta di Sorrento e gli horst di M. Faito e M. Tre Calli (Caiazza et al.; 2000). Le faglie con direzione NO-SE sono intersecate da altre faglie con direzione NE-SO che bordano la dorsale sia verso il Golfo di Salerno- Piana del Sele, sia verso i graben peritirrenici della Baia di Napoli- Piana Campana.

La Penisola Sorrentina è caratterizzata da una successione triassico-miocenica, raddoppiata in alcune località per mezzo di sovrascorrimenti. Le rocce più antiche presenti nell'area di studio (parte occidentale della Penisola Sorrentina) sono i **Calcarei a Radiolati** (RDT) dell'Aptiano superiore p.p.-Santoniano, seguite da arenarie e da calcareniti (CDR-TM1-TM2) del Burdigaliano-Serravalliano; proseguendo verso l'alto sono presenti in discordanza la **Formazione di Punta Lagno** del Tortoniano superiore e infine i depositi alluvionali, costieri e piroclastici quaternari (Fig. 3.3.4).

2.3.2.1 Assetto tettonico: settore OSO

Al fine di descrivere l'assetto strutturale della Penisola Sorrentina è stata realizzata una carta del settore OSO della penisola (Fig. 3.3.4a), modificata dalla cartografia esistente (ISPRA, 2018) e prodotta una sezione geologica (Fig. 3.3.4b) con andamento SSO-NNE. Essa mostra una superficie di sovrascorrimento principale, affiorante in località Cala di Mitigliano (settore

E), Punta Lagno, Marina di Puolo e Capo di Sorrento (Fig. 3.3.4a), ed una secondaria ad alto angolo affiorante presso il settore meridionale della Cala di Mitigliano. In particolare la sezione mostra come il *thrust* principale ricopre la Formazione di Punta Lagno del Tortoniano superiore. In base alla sezione proposta, l'entità della dislocazione associata al sovrascorrimento a basso angolo (Fig. 3.3.4b) è di almeno di 5 km.

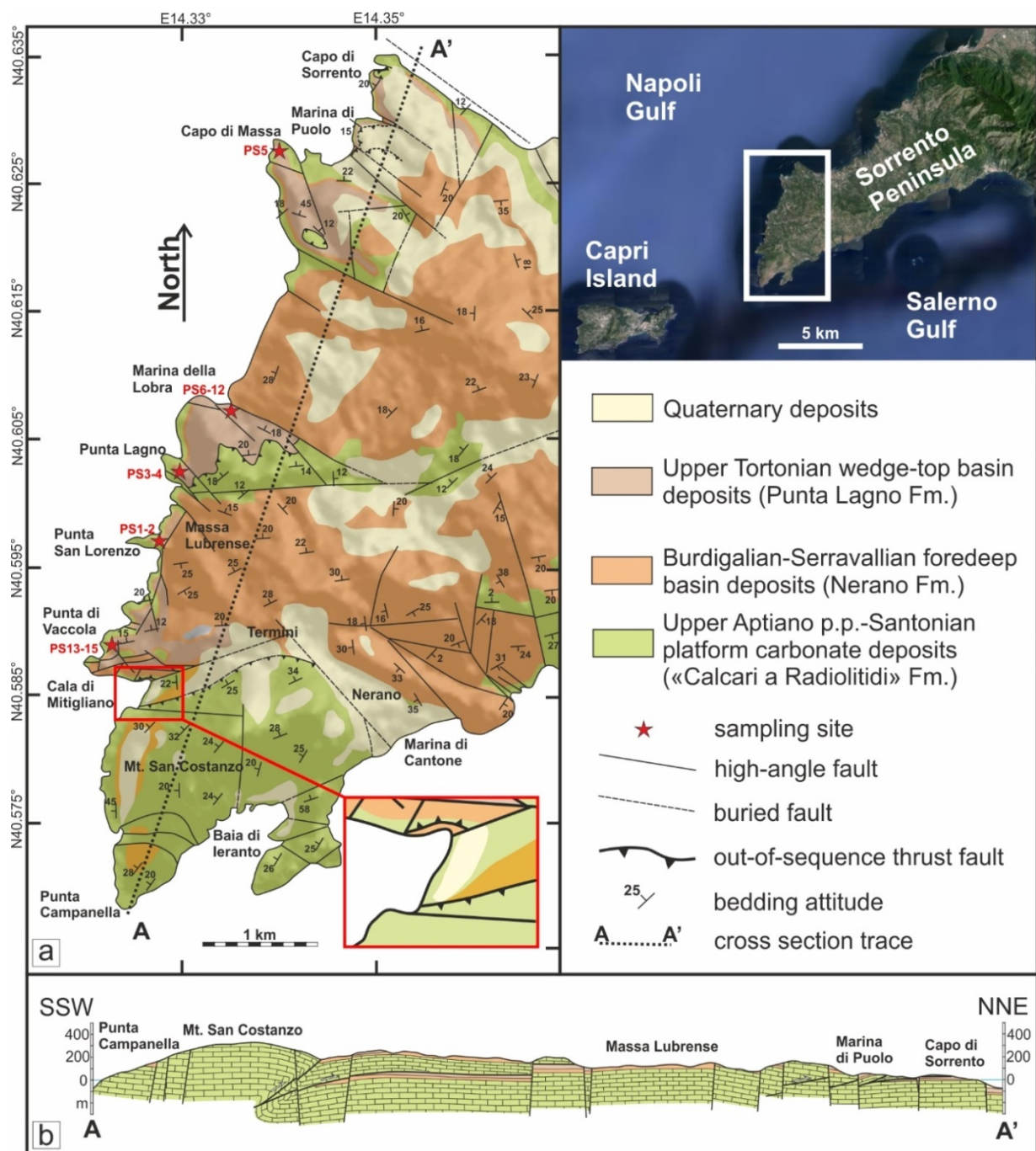


Fig 3.3.4 (a) Carta geologica semplificata della Penisola Sorrentina Occidentale (modificata da ISPRA, 2018). (b) sezione geologica.

Strutture alla mesoscala

Il rilevamento ha permesso di evidenziare una geometria di sovrascorrimento costituita da due *thrust* principali, il primo è presente tra Cala di Mitigliano e Massa Lubrense, il secondo

da Marina di Puolo a Capo di Sorrento (Fig. 3.3.4) con un rigetto totale di al massimo 4 km. Un *thrust* caratterizzato principalmente da segmenti paralleli alla stratificazione (*flat fault*) è situato nell'area più a S (Fig. 3.3.4a-b) dove esso si unisce alla rampa di sovrascorrimento del Monte San Costanzo con un rigetto minore (meno di 200m). Un segmento di *flat* è ben esposto nella Cala di Mitigliano (Fig. 3.3.5a) dove si osserva un piano principale suborizzontale. Il piano di faglia è caratterizzato da indicatori cinematici come fibre di calcite indicanti un trasporto tettonico verso N (Fig. 3.3.5c). Sono presenti molti piani secondari di *thrust* e *back thrust* (Fig. 3.3.5d). Il *thrust* sovrappone i calcari del Cretacico Superiore alle calcareniti e arenarie serravalliane (Fig. 3.3.5a-b). Come nell'affioramento di Punta del Capo (Isola di Capri), le calcareniti mioceniche sono intensamente deformate da piani di tipo Riedel sintetici con gradini di calcite indicanti un trasporto tettonico verso N (Fig. 3.3.5e). Le calcareniti mioceniche sono generalmente caratterizzate da molti sistemi di vene di calcite (Fig. 3.3.5a). Sono presenti poche pieghe associate a *thrust* minori e *back-thrust* (Fig. 3.3.6b-c). Una cataclasite presente all'interno del letto del *thrust* principale contiene faglie inverse minori (Fig. 3.3.6d). Questo *thrust* parallelo alla stratificazione affiora anche nelle località di Punta Lagno e Capo di Massa (Fig. 3.3.7a) dove forma piccoli *klippen*. In queste aree sono presenti molti *thrust* secondari e *back-thrust* così come rampe laterali minori. Nell'affioramento di Marina di Puolo è esposto un *thrust* principale parallelo alla stratificazione con alcune faglie secondarie ed una piega rovescia (Fig. 3.3.7a). Il *thrust* affiorante nel settore di Capo di Sorrento coinvolge le arenarie del Serravalliano (Fig. 3.3.7f) e la sovrastante formazione discordante di **Punta Lagno** (Fig. 3.3.7c-e). Il *thrust* è ben esposto lungo la costa (Fig. 3.3.7b) mostrando nel letto rocce altamente deformate con un netto *boudinage*, *thrust* minori e pieghe associate.

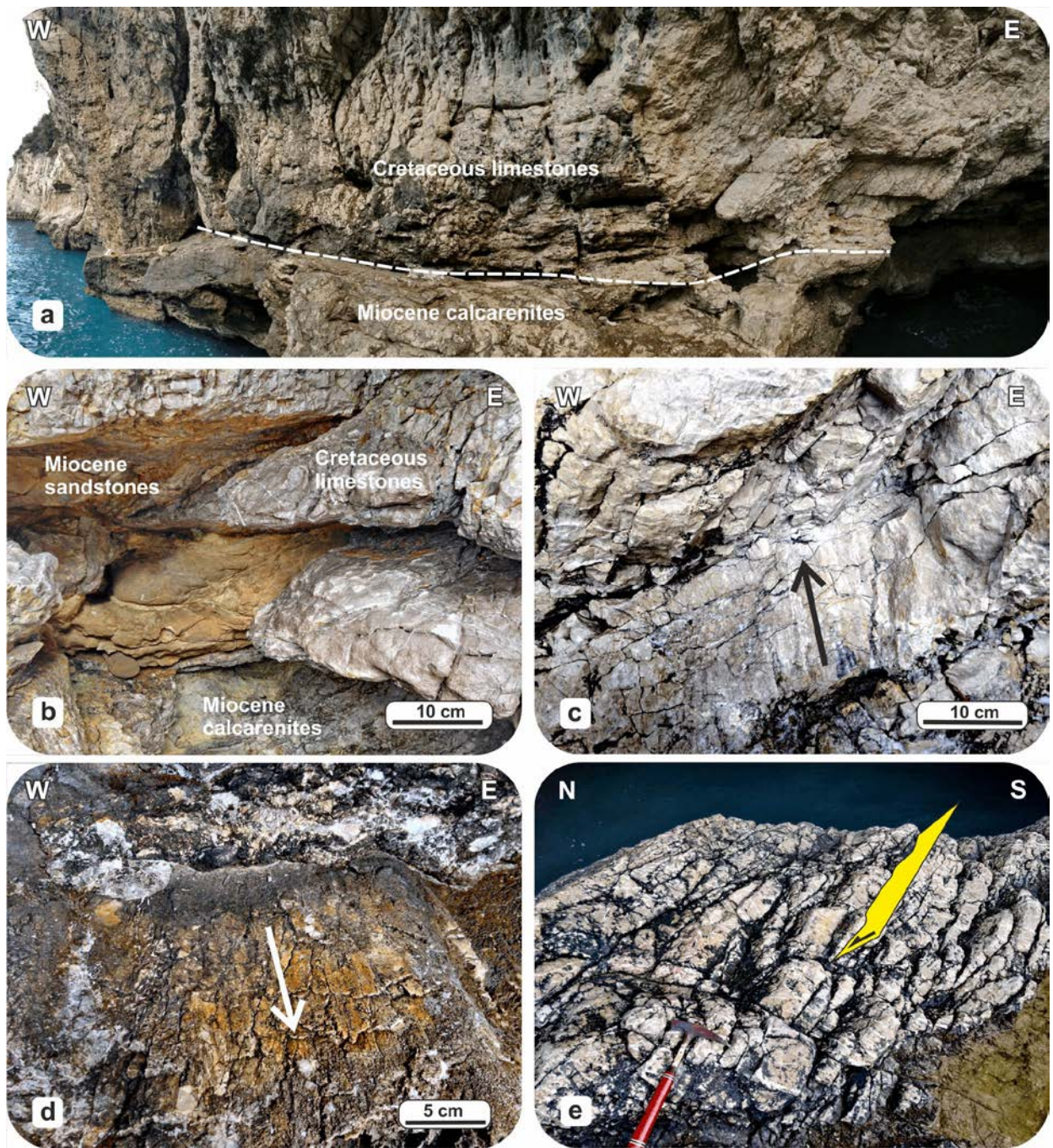


Fig. 3.3.5 Cala di Mitigliano. (a) Thrust principale. (b) Lenti di arenarie mioceniche nel blocco di letto dei calcari cretacici tagliate da un thrust tardivo. (c) Strie sul piano di thrust principale indicanti una direzione di trasporto tettonico verso N. (d) Fibre e gradini su di un piano di taglio secondario indicanti una direzione di trasporto tettonico verso S. (e) Piani di taglio sintetici tipo Riedel immergenti a N.

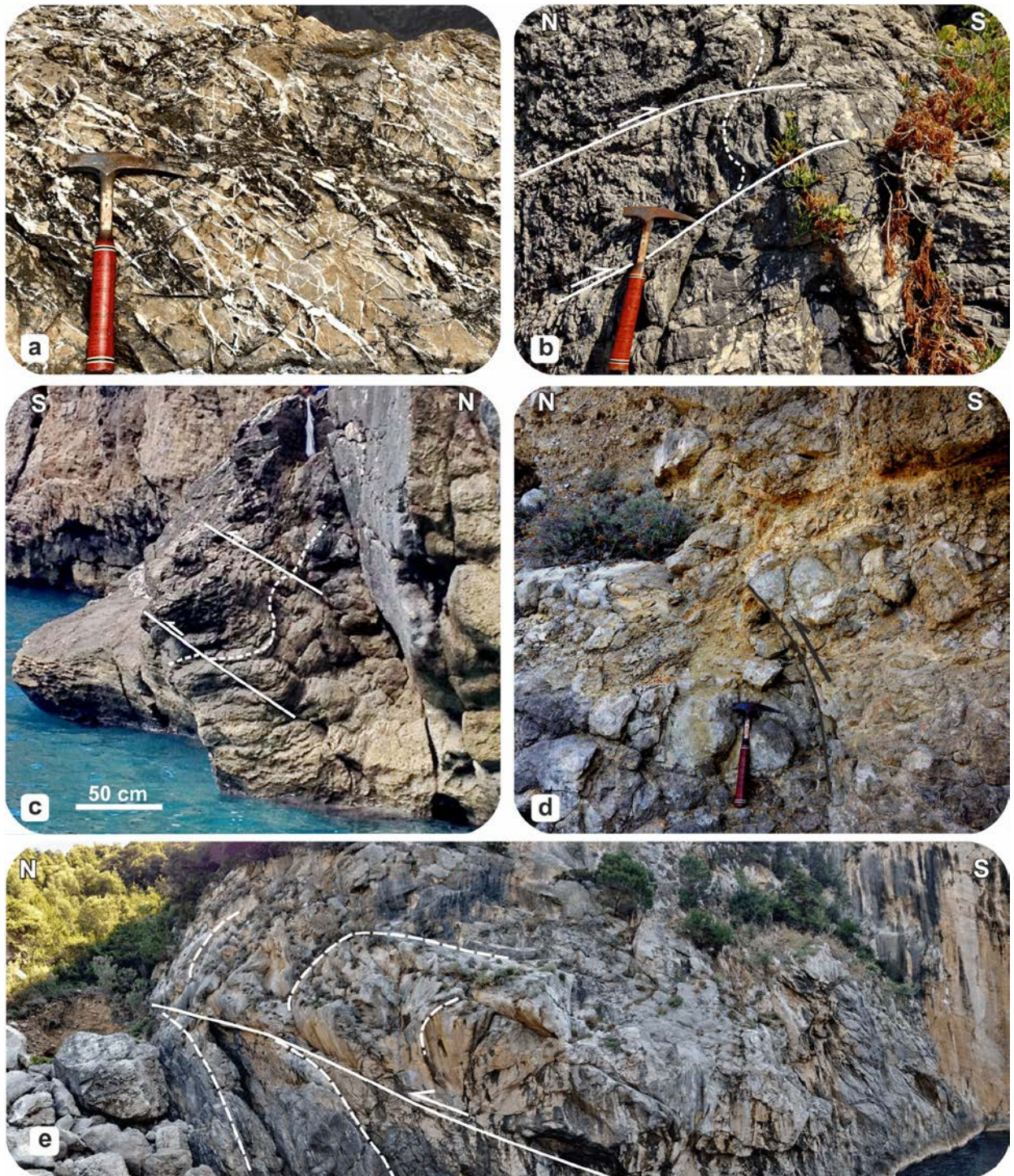


Fig. 3.3.6 Cala di Mitigliano. (a) Vene presenti all'interno delle calcareniti mioceniche nel blocco di letto del thrust principale. (b), (c) Pieghe minori legate a back-thrust nelle calcareniti mioceniche. (d) Faglia inversa all'interno della cataclasite a letto del thrust principale. (e) thrust alla base del Monte San Costanzo.

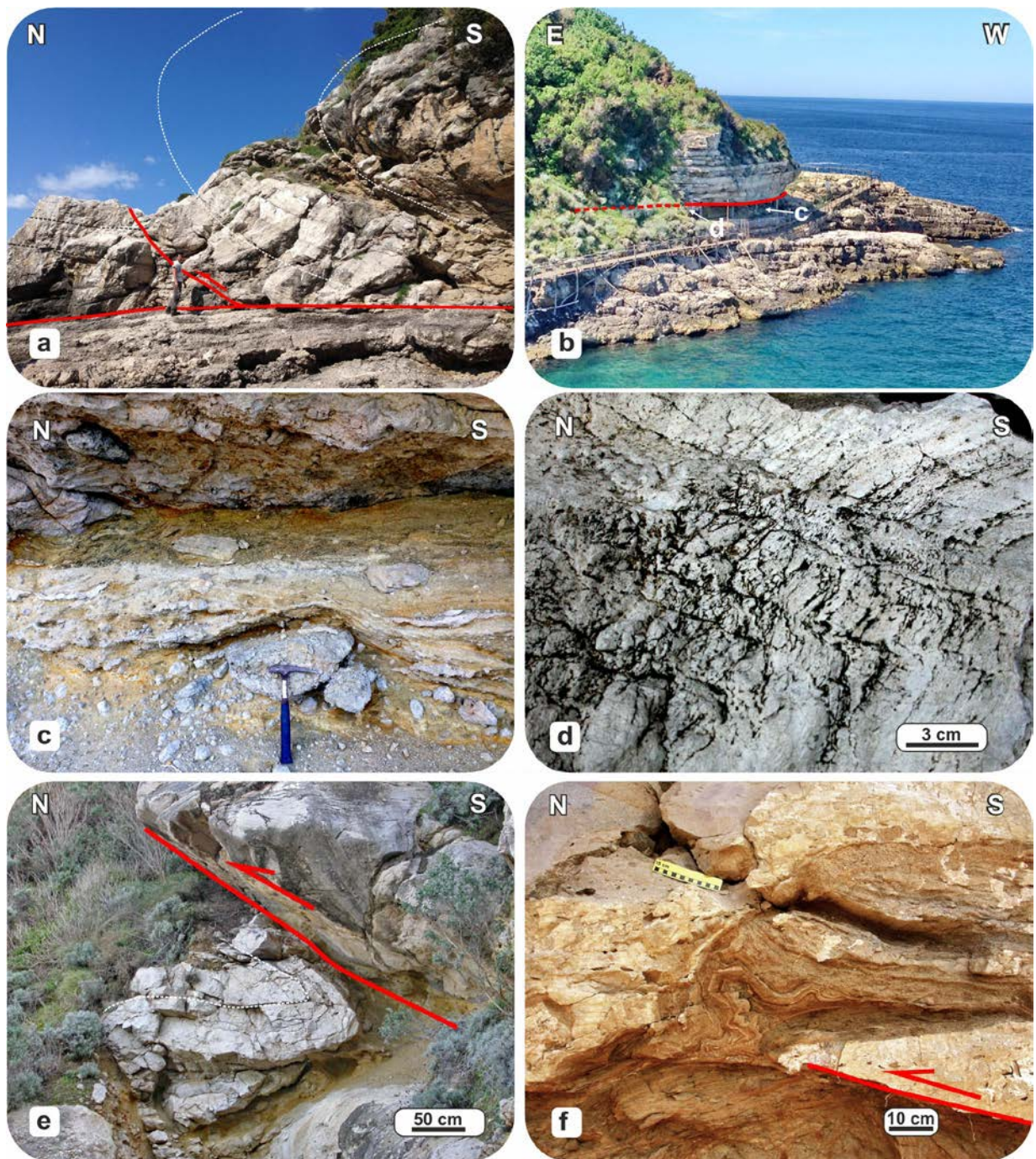


Fig. 3.3.7 (a) Marina di Puolo: thrust suborizzontale e piega rovescia nel blocco di tetto. Capo di Sorrento. (b) Vista panoramica del thrust principale. (c) rocce altamente deformate della Formazione di Punta Lagno (letto del thrust principale). (d) clivaggio di crenulazione nei calcari (letto del thrust principale). (e) Sinclinale rovescia nelle rocce di letto di un thrust minore. (f) Pieghe al tip di un thrust minore nelle arenarie mioceniche.

(Fig. 3.3.7c-f). A luoghi a queste pieghe è associato un clivaggio di crenulazione stilolitico (Fig. 3.3.7d).

La rampa di sovrascorrimento, alla base del Monte San Costanzo, è esposta nel settore più meridionale della Cala di Mitigliano e mostra un alto angolo di inclinazione e strati rovesci nel letto (Fig. 3.3.6e). I dati cinematici delle faglie sono stati invertiti attraverso il metodo P-B-T (Sperner et al., 1993) dove P è la direzione di massimo raccorciamento, B l'asse intermedio, (ortogonale al piano P-T) e T la direzione di massimo allungamento. Il software TectonicsFP 1.7.7 (Reiter & Acs, 1996-2003) ha permesso di calcolare l'angolo di *best-fit* (θ) minimizzando la somma di tutti gli angoli di *misfit* tra le direzioni di scorrimento misurate e il massimo sforzo di taglio calcolato (Fig. 3.3.8).

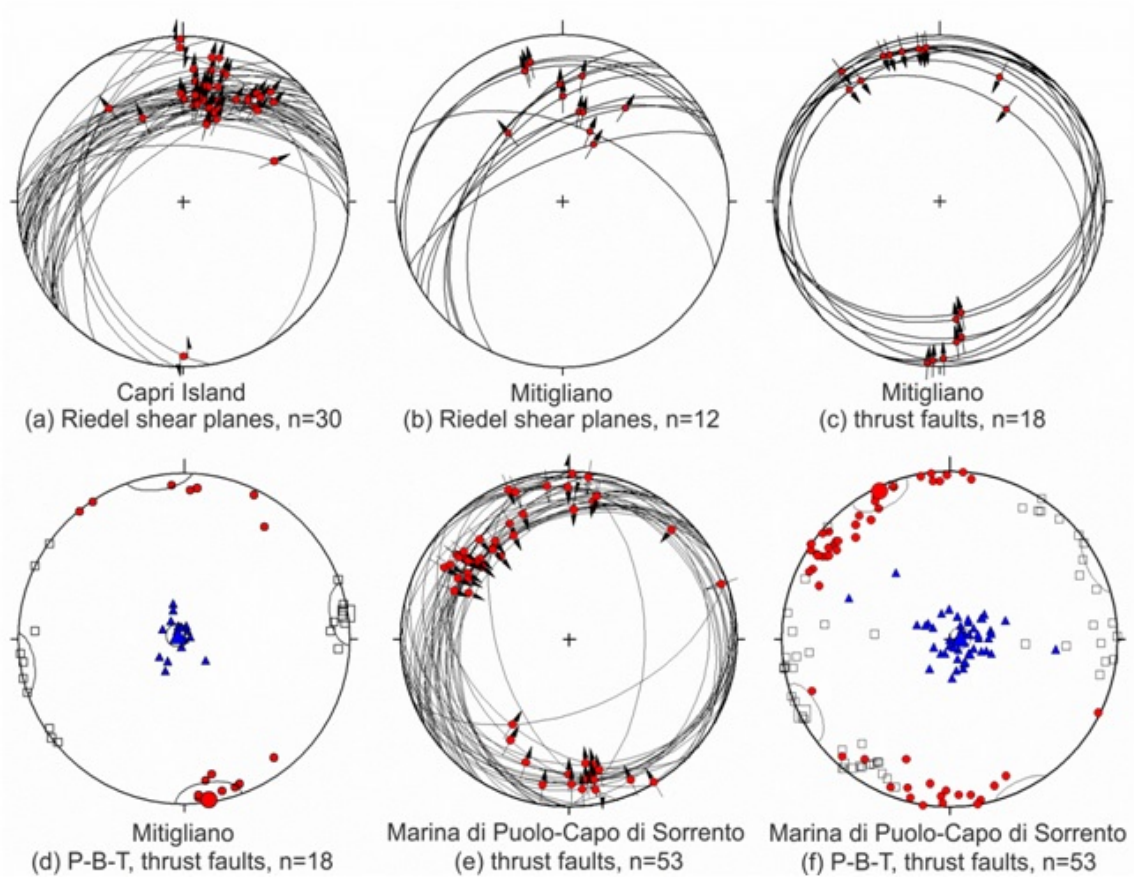


Fig. 3.3.8 Proiezioni stereografiche (emisfero inferiore, reticolo equiareale) delle strutture descritte nel testo. P-B-T plots: Mitigliano ($P=171/02$; $B=081/01$; $T=298/86$; $\vartheta=14^\circ$); Marina di Puolo-Capo di Sorrento ($P=335/03$; $B=243/02$; $T=082/85$; $\vartheta=18^\circ$).

3.3.2.2 Assetto tettonico: settore NE

Il Monte Cervigliano è caratterizzato da un *klippe* di calcari cretacici al di sopra di altrettanti calcari cretacici con l'interposizione di arenarie mioceniche. La figura 3.3.9b, c mostra il contatto tettonico che pone i calcari della formazione dei Calcari e Calcari Dolomitici del Barremiano-Santoniano sulle arenarie della formazione Arenarie di Deserto (**ADD**, Ispra foglio 466-Sorrento) (Fig. 3.3.9d) di età Serravalliano(?) – Tortoniano Inf.(?). Le strutture presenti sono un piano principale di *thrust* (Fig. 3.3.9 b, c) mediamente immergente a S e diversi *splay* ad alto angolo nell'*hanging wall* (Fig. 3.3.9a).

Nella zona di Positano sono presenti numerosi piani di *thrust* osservabili soprattutto lungo la strada tra Praiano e Positano (Fig. 3.3.9e, f, g). Essi sono caratterizzati da piani immergenti a SE e NO (Fig. 3.3.9c) con inclinazioni da medie a basse. Sono limitati all'interno della formazione dei Calcari Oolitici e Oncolitici del Toarciano p.p.-Calloviano p.p. Lungo i piani sono ben visibili gradini di calcite e strie (Fig. 3.3.9f), le cui cinematiche inverse indicano un movimento verso NO. La geometria di questi sovrascorrimenti è di tipo *ramp-flat*, con i *flat* paralleli alla stratificazione e le rampe che generalmente non producono pieghe importanti.

In figura 3.3.10 sono mostrate le proiezioni stereografiche per entrambe le località, dalle quali si evince che vergenza media dei *thrust* sulla base degli indicatori cinematici è coerente con un raccorciamento orientato NO-SE con una vergenza tettonica prevalente verso NO.

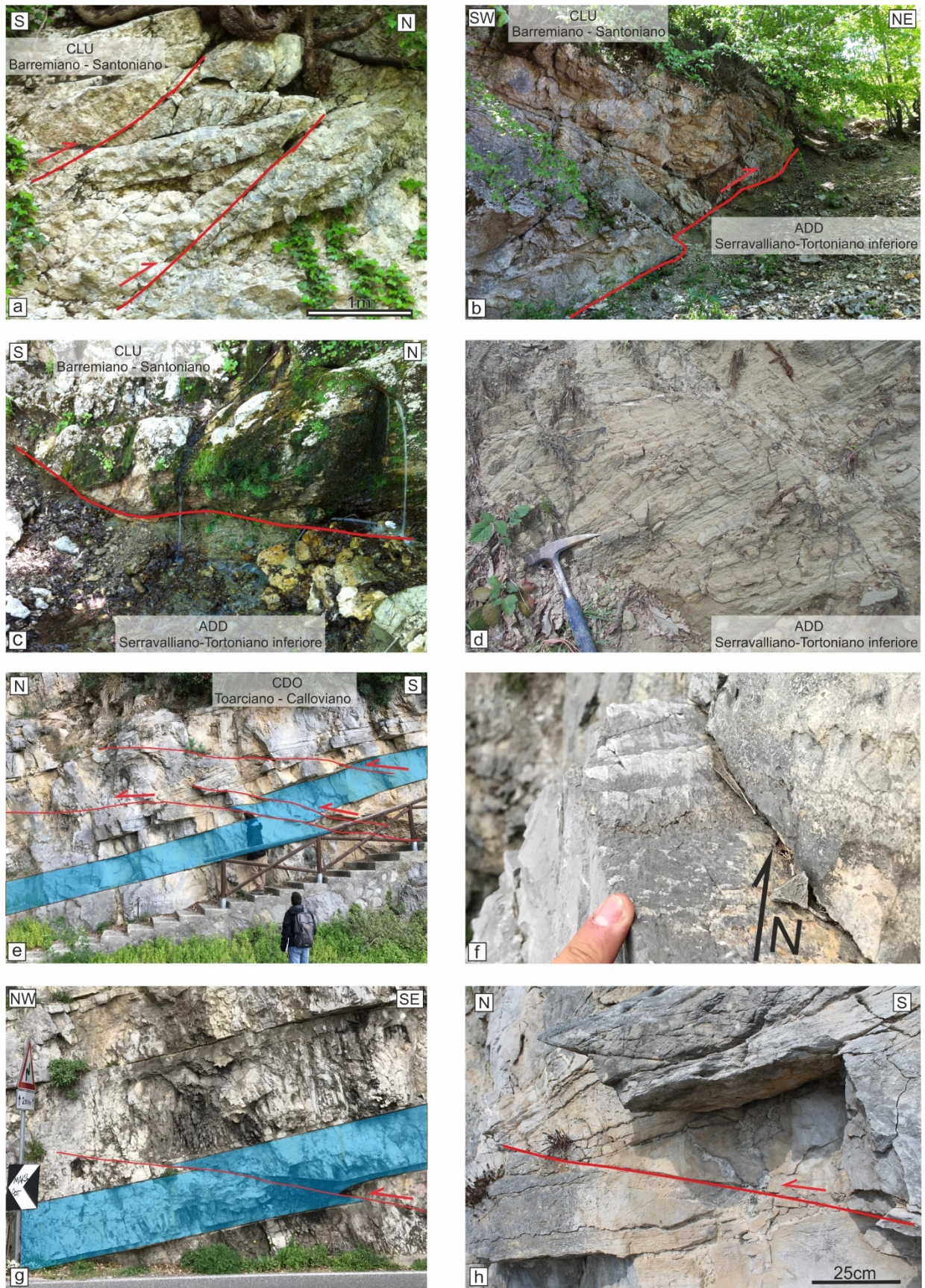
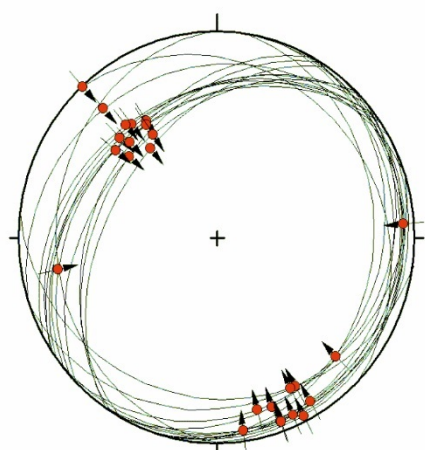
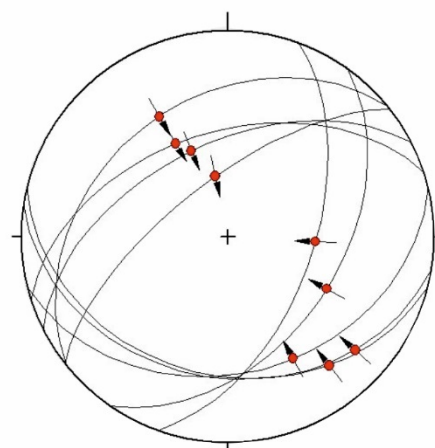


Fig. 3.3.9 Monte Cervigliano: (a) thrust secondari ad alto angolo; (b) (c) thrust principale dei calcari che sovrascorrono sulle arenarie; (d) arenarie della formazione ADD (Arenarie di Deserto, Foglio 466-Sorrento, ISPRA, 2018). Positano: (e) (g) (h) Piani di thrust a basso angolo; (f) gradini di calcite sul piano di thrust.



a) Thrust Praiano-Positano n=25



b) Thrust Cervigliano n=9

Fig. 3.3.10 Proiezioni stereografiche dei piani di thrust e relative strie misurati presso (a) Praiano-Positano e (b) Monte Cervigliano.

3.4 Monti di Avella

Le dorsali carbonatiche, tra la Piana Campana e il territorio avellinese, denominate Monti di Avella (Fig. 3.4.1), sono caratterizzate da una successione carbonatica di mare basso riferibile alla Piattaforma Appenninica. Nelle note illustrative del Foglio 488 Ercolano (ISPRA, 2018), le dorsali di Sarno-Palma Campania, di Visciano-Moschiano e del versante meridionale dei Monti di Avella sono descritte come prevalentemente formate da carbonati in facies di piattaforma, di età compresa fra il Giurassico Inferiore ed il Cretacico Superiore. Solo localmente i calcari di piattaforma sono ricoperti in discordanza da arenarie e conglomerati di età Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (Formazione delle Brecce di Punta del Capo; **Gruppo di Castelvete**).

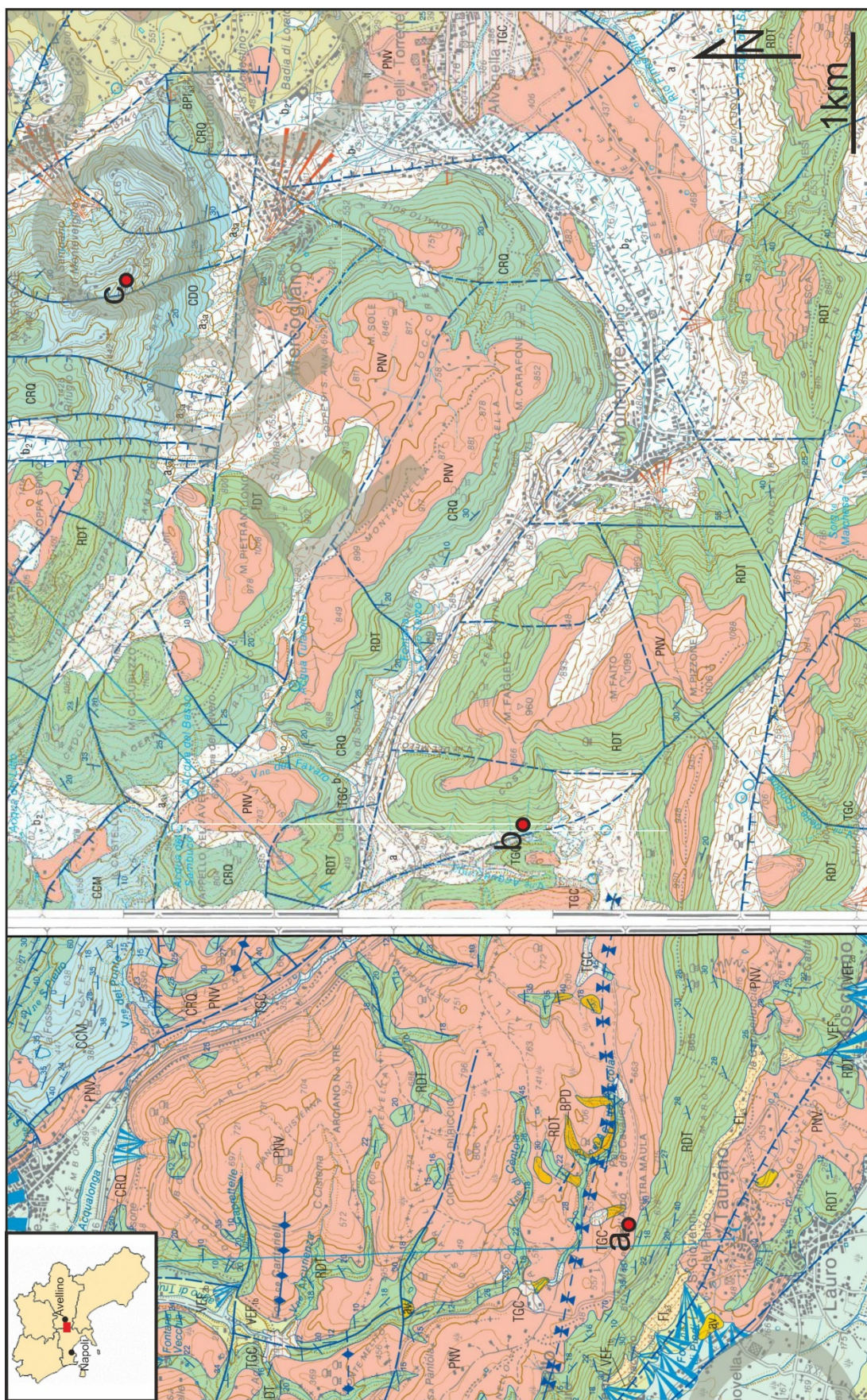


Fig. 3.4.1 Stralcio dei Fogli in scala 1:50000 Ercolano- 448 ed Eboli-449 (ISPRA, 2018) dell'area tra l'abitato di Lauro e Mercogliano. Posizione geografica degli affioramenti di (a) Pietra Maula, (b) Monteforte Irpino e (c) Montevergine.

3.4.1 Lauro-Monteforte-Montevergine

3.4.1.1 Conoscenze precedenti

Nelle note illustrative del Foglio 448 Ercolano la dorsale di Lauro-Visciano, è descritta come costituita dai calcari cretacici dell'unità tettonica dei Monti di Avella, che formano una coppia anticlinale-sinclinale, a scala chilometrica, con andamento assiale circa E-O. Queste strutture sono descritte come molto blande, simmetriche e parallele e sebbene le pieghe siano dislocate da faglie ad andamento NO-SE con rigetti ettometrici. L'andamento della sinclinale risulta continuo, mentre l'anticlinale è dissecata da più faglie ad andamento SO-NE che ne interrompono la continuità. Lo stile deformativo della dorsale dei Monti di Avella, in particolare del tratto di dorsale compreso tra Cancellino e Monte Fellino, appare molto più articolato. Nelle note è evidenziata l'esistenza di una complessa struttura plicativa, a scala chilometrica, accompagnata da un sovrascorrimento di limitata estensione. La struttura plicativa è rappresentata da un'anticlinale a fianchi serrati, da rovesciata a coricata, con asse NE-SO e vergente verso ONO, che deforma tutta la successione stratigrafica giurassica, dai calcari a *Palaeodasycladus* ai calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina*. Tale struttura è associata ad un *thrust* che porta i terreni del Giurassico in serie rovescia a sovrascorrere sui calcari cretacici, in serie dritta, delle formazioni dei calcari con requenie e gasteropodi e dei calcari a radiolitidi, questi ultimi limitati a qualche decina di metri di spessore. Le geometrie di tali strutture indicano trasporti tettonici verso ONO e verso NE, riconducibili a differenti fasi tettoniche (Bravi et al., 2006). La struttura descritta, inoltre, è dislocata dalla faglia, a direzione NO-SE, che borda il versante meridionale dei Monti di Avella e presenta un rigetto che può essere valutato da diverse centinaia di metri a qualche chilometro. Oltre a questa faglia gli autori riportano la presenza di altre ad andamento SSO-NNE, con rigetti da decametrici a ettometrici.

3.4.1.2 Rilevamento geologico-strutturale

Il rilevamento dell'area tra gli abitati di Taurano e Monteforte Irpino ha evidenziato la presenza di alcuni importanti affioramenti di depositi di *wedge-top* alto miocenici non descritti nella cartografia ufficiale e nella letteratura esistente. Percorrendo la strada statale che dall'abitato di Taurano va verso Monteforte Irpino, in un taglio stradale in località Pietra Maula (Fig. 3.4.1a) è stata riconosciuta la presenza di rocce appartenenti alla Formazione delle "Brecce di Punta del Capo" ovvero del **Gruppo di Castelvete**. Questa formazione è descritta altrove nel Foglio Ercolano come brecce e conglomerati con clasti carbonatici poligenici in matrice calcareo-marnosa rossastra. Si presentano in affioramenti molto limitati, in leggera discordanza sui calcari mesozoici. I clasti sono per lo più di età Cretacico Superiore (*Moncharmontia apenninica*, *Accordiella conica*, *Aeolisaccus sp.*, *Thaumatoporella parvovesciculifera*, miliolidi; Note illustrative del Foglio Ercolano – 448 (ISPRA, 2018). Sono presenti anche clasti eocenici con *Spirolina sp.* e rari clasti di calcari pelagici con *Globorotalia sp.* Lo spessore di questi livelli non supera i 3-4 m all'interno di questa formazione ed è presente localmente il cosiddetto "olistostroma del Vallone Cantarielli" costituito da argille e argille sabbiose verdastre, giallastre e rossastre, inglobanti clasti di peliti micacee, blocchi di arenarie quarzose e micacee, di calcilutiti e calcari marnosi, talora con microfaune paleogeniche (*Nummulites sp.*, *Alveolina sp.*, Orbitoididae) e rari clasti e blocchi granitici, che possono raggiungere uno spessore di una decina di m, e talora si rinvencono direttamente sui calcari a radiolitidi (Foglio 448 "Ercolano" ISPRA, 2018).

L'affioramento analizzato (Fig. 3.4.1a) è caratterizzato dalla presenza di due lenti argillitiche rosso-giallastre inglobate nei conglomerati miocenici. Al fine di comprendere l'origine alcuni campioni di argilliti sono stati analizzati con XRD, SEM ed EDS dalla Dott.ssa M. Piochi (Osservatorio Vesuviano-INGV). L'analisi effettuata sul campione "LAU1" indica che il

sedimento è rappresentativo di un deposito di tipo bauxitico ricco in Fe, con presenza di molti minerali argillosi come Montmorillonite, Illite e in aggiunta Kaolinite. Questo tipo di terreni affiora principalmente nella parte meridionale del territorio campano, tra i calcari eocenici della Formazione di Trentinara sottostanti e i calcari Aquitaniani della Formazione di Roccadaspide/Cerchiara. Tali terreni formano lenti anche di dimensioni chilometriche (Monti Soprano-Sottano) e indicano una fase continentale probabilmente associata allo stadio di flessurazione litosferica sinorogenica (Vitale e Ciarcia, 2018).

Il rilevamento strutturale di dettaglio ha portato all'identificazione di un raddoppio dei calcari cretacici che sovrascorrono sul deposito di Breccie di Punta del Capo (Fig. 3.4.2g). L'intera porzione di successione risulta notevolmente deformata da *thrust* (Fig. 3.4.2b, c) e pieghe, ben visibili soprattutto nei conglomerati e nelle sacche argillitiche (Fig. 3.4.2d). Le argilliti risultano deformate da pieghe centimetriche e numerosi piani di faglia che tagliano sia le sacche sia i conglomerati (Fig. 3.4.2f); alcuni di questi piani presentano una doppia cinematica inversa con vergenza sia verso nord che verso est. I conglomerati calcarei si alternano con le arenarie (Fig. 3.4.2f, h), all'interno delle quali sono osservabili anche alcune pieghe rovesciate vergenti a nord (Fig. 3.4.2e).

Un altro affioramento si trova sempre lungo la strada pochi km a SO di Monteforte Irpino dove affiorano dei terreni riconosciuti come appartenenti alla Formazione di Trentinara (mai segnalata in questo settore di catena), caratterizzati da conglomerati a clasti carbonatici cretacici e matrice verdastra; questi passano verso il basso per contatto stratigrafico paraconforme a calcari del Cretacico Superiore e verso l'alto invece evolvono con un contatto discordante ad un deposito di bacino di *wedge-top*, della Formazione delle Breccie di Punta del Capo (Fig. 3.4.3a). Tale deposito è formato prevalentemente da conglomerati di

clasti calcarei della Formazione di Trentinara, lenti di arenarie grigie e argilliti rosse (Fig. 3.4.3b). Il deposito è deformato da pieghe vergenti a est (Fig. 3.4.3a) e successivamente disseccato da faglie a basso angolo inverse indicanti una vergenza verso nord (Fig. 3.4.3c, d).

Al fine di vincolare l'età delle strutture osservate nelle aree di Monteforte Irpino e Lauro sono stati prelevati ed analizzati dei campioni rispettivamente da un livello arenaceo e in uno siltitico nelle Breccie di Punta del Capo. L'analisi del nannoplancton (Sabbatino, 2018) ha stabilito un'età per questi depositi non più antica del Tortonian superiore per la prima comparsa del marker *D. surculus* alla base della biozona NN11 di Martini (1971), corrispondente alla CN9A di Okada e Bukry (1980) o alla CNM16 di Backman et al. (2012).

L'analisi delle strutture, i cui risultati sono mostrati attraverso le proiezioni stereografiche in Fig. 3.4.5, ha evidenziato una fase di raccorciamento che ha generato faglie inverse con due direzioni NO-SE ed E-O per l'affioramento di Lauro (Fig. 3.4.5d) e una media N-S per quello di Monteforte (Fig. 3.4.5d), oltre ad un piegamento medio della stratificazione ad assi SO-NE e ONO-ESE rispettivamente (Fig. 3.4.5a, e). Le pieghe alla mesoscala misurate, mostrano assi prevalentemente verso S e poli dei piani assiali che formano un *cluster* a nord (Fig. 3.4.5b, c). Sono presenti anche faglie normali immergenti a O (Fig. 3.4.5f) e trascorrenti destre con direzione circa N-S (Fig. 3.4.5g).

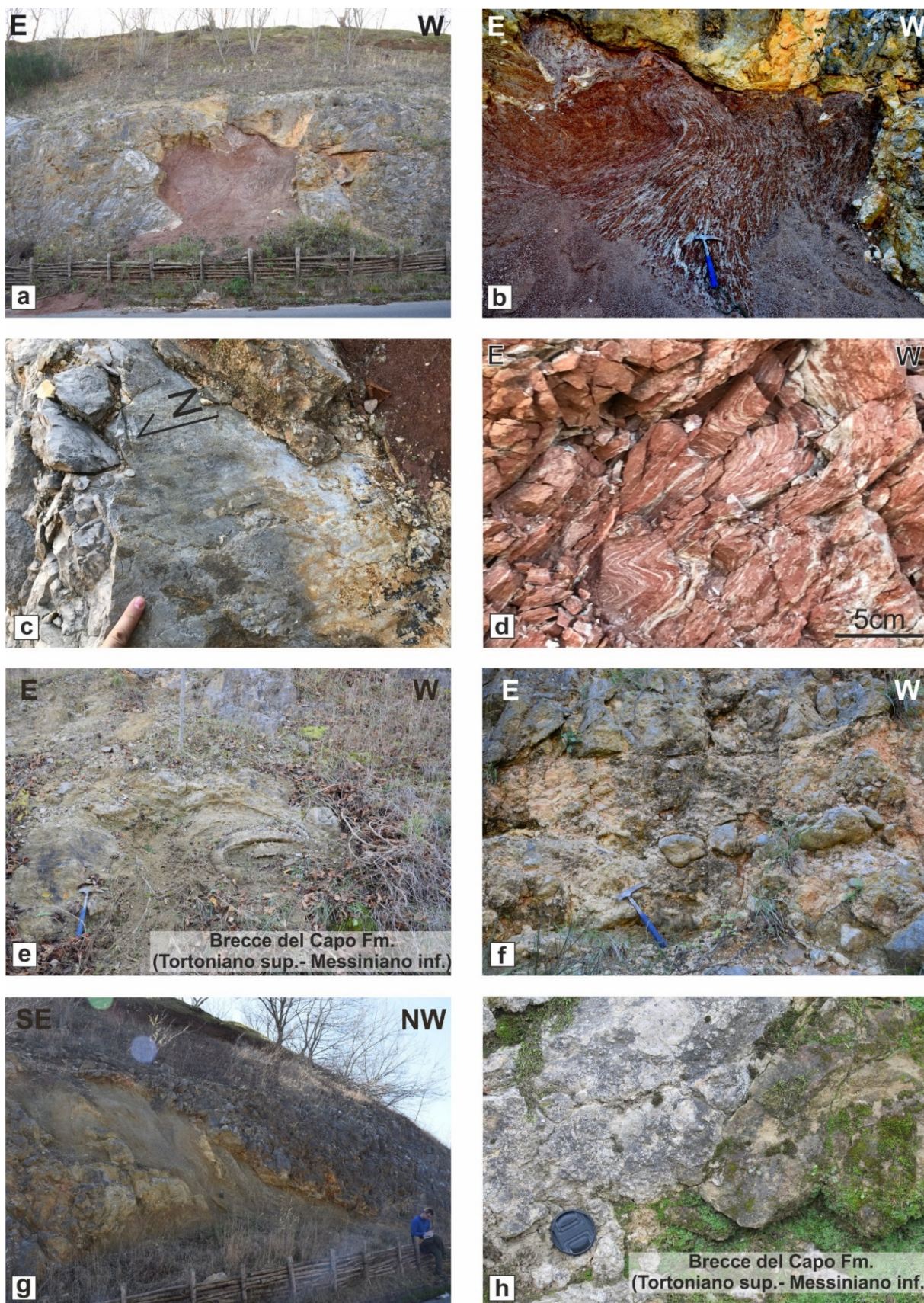


Fig. 3.4.2 (a) Sacca argillitica affiorante in località Pietra Maula e (b) particolare con pieghe e piano di faglia inverso; (c) piano di faglia inverso con doppio sistema di strie all'interno del deposito di Breccie di Punta del Capo; (d)piega nelle argilliti; (e) piega nelle arenarie nel footwall del thrust e (h) particolare del contatto; (f) olistostroma dei conglomerati a matrice verdastra della formazione di Trentinara all'interno del deposito BPD; (g) argilliti e conglomerati a letto del thrust principale dei calcari a radiolitidi.

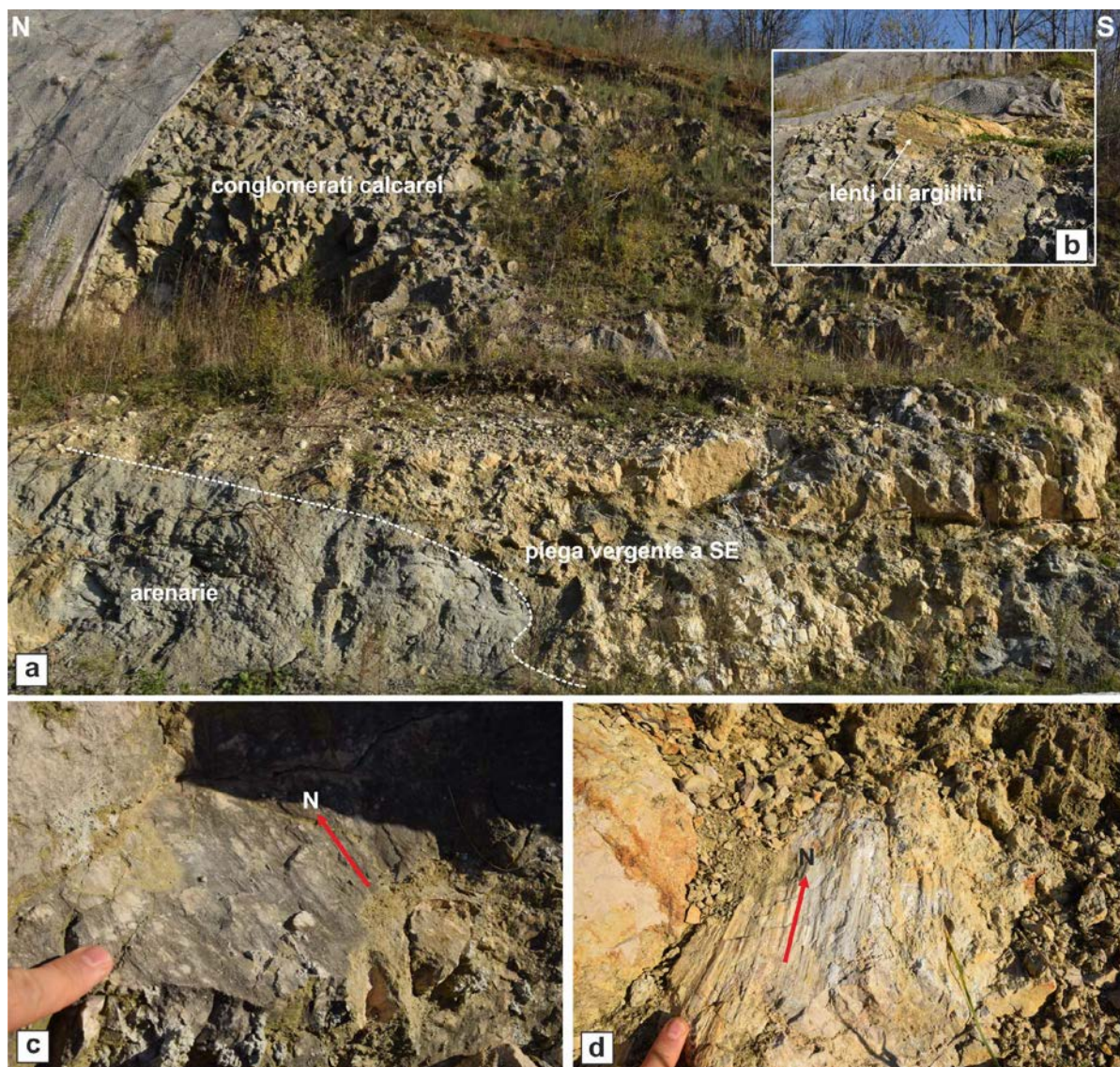


Fig. 3.4.3 Località Monteforte Irpino. (a) Panorama dell'affioramento che mostra il deposito delle Breccie di Punta del Capo deformato da pieghe vergenti a est. (b) Sacca argillitica nei conglomerati. (c-d) esempi di piani di faglia a cinematica inversa indicanti un movimento verso nord.

Altri affioramenti analizzati ricadono nell'area di Montevergine, a NO di Avellino (Fig. 3.4.1c).

Il rilievo montuoso è formato prevalentemente da carbonati giurassici di mare basso ricoperti in discordanza dalla **Formazione di Castelvete**, nella sua facies conglomeratica a clasti cristallini. Negli affioramenti analizzati il conglomerato alto-miocenico risulta deformata da faglie inverse ad alto angolo (Fig. 3.4.4a, b), che portano i calcari giurassici della formazione CDO al di sopra dei conglomerati. Sono presenti diversi piani inversi anche all'interno dei calcari giurassici (Fig. 3.4.4c, d, h), così come diversi sistemi di piani stitolitici di natura tettonica, alla meso- (Fig 3.4.4e, f) e alla micro-scala (Fig. 3.4.4g) ben evidenziati dalla tessitura oolitica della roccia. Dall'analisi dei dati si riscontra anche per queste strutture un senso di raccorciamento prevalentemente orientato circa N-S (Fig. 3.4.5i).

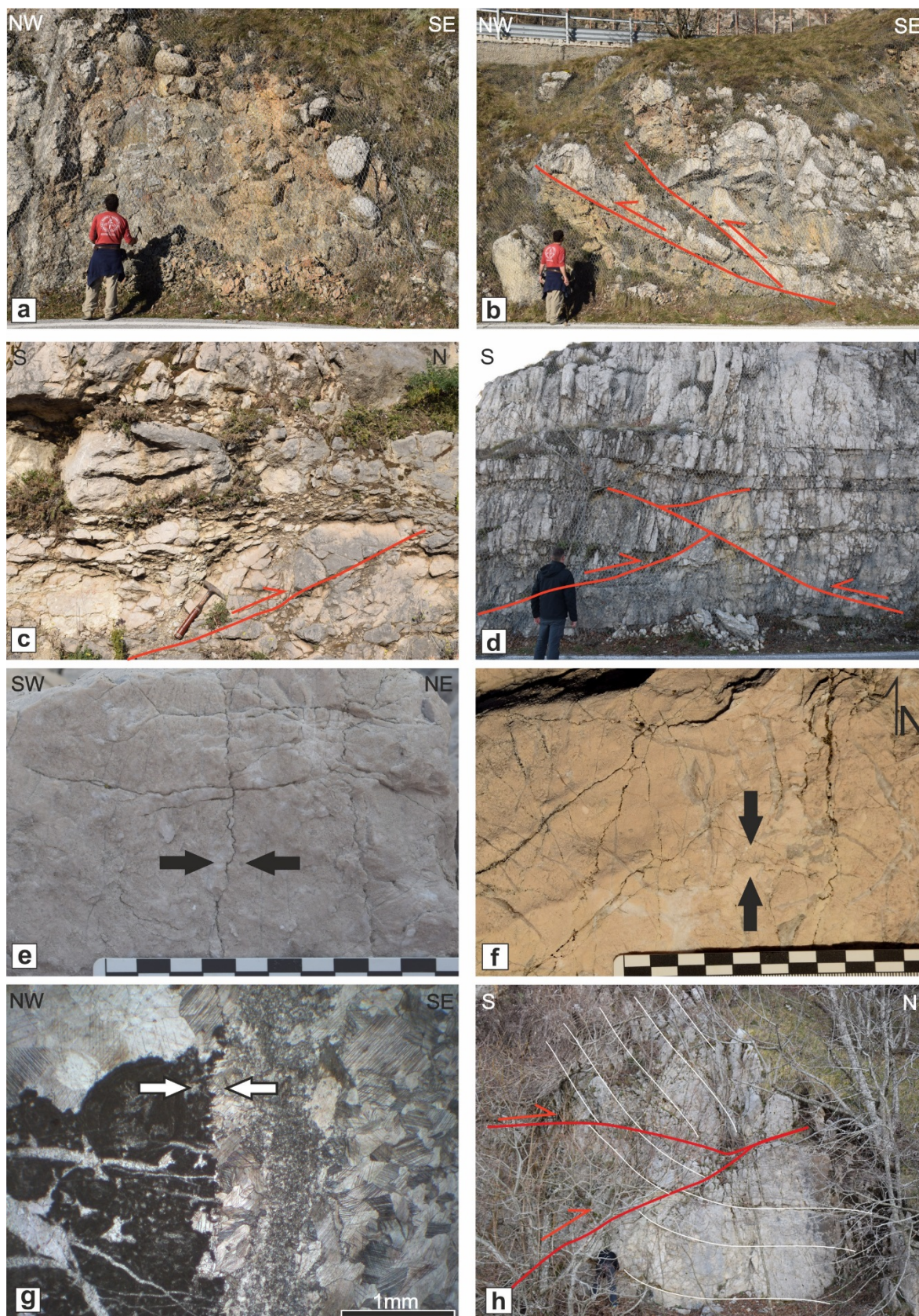


Fig. 3.4.4 Località Santuario di Montevergine: (a) affioramento di CVT caratterizzato da un megaconglomerato a clasti cristallini; (b) thrust al contatto tra i calcari (CDO) e il conglomerato (CVT); (c),(d) thrust interni ai calcari; (e),(f) sistemi di stiloliti tettoniche nei calcari; (g) foto al microscopio raffigurante una stilolite perpendicolare alla stratificazione indicante una compressione orientata N-S; (h) thrust nei calcari CDO.

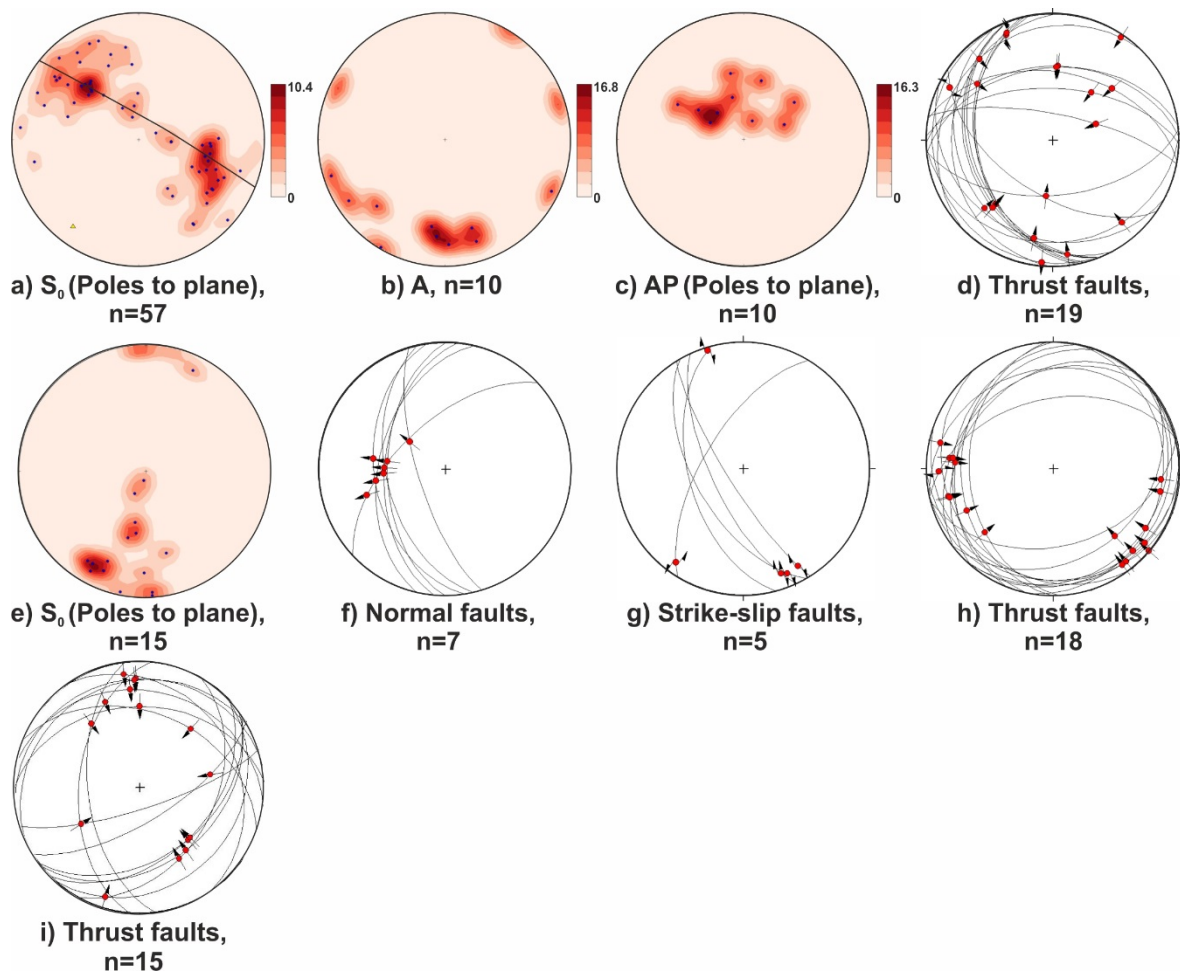


Fig. 3.4.5 località Monteforte Irpino : (a) poli della stratificazione ed asse statistico del piegamento; (b) assi di piega; (c) piani assiali; (d) thrust; località Pietra Maula: (e) poli della stratificazione ed asse statistico del piegamento; (f) faglie normali; (g) faglie trascorrenti; (h) thrust; località Montevergine: (i) thrust.

3.5 Monti di Caserta

3.5.1 Limatola e Monti Tifatini (Sant'Angelo in Formis)

L'area analizzata ricade nel Foglio "Caserta Est" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (ISPRA, 2018) ed è rappresentata essenzialmente da due grandi unità tettoniche derivanti dalla deformazione di domini paleogeografici di piattaforma carbonatica (Piattaforma Campano-Lucana e Piattaforma Laziale-Abruzzese, D'Argenio et al., 1973; Unità della Piattaforma Carbonatica Appenninica e Piattaforma Apula, *sensu* Mostardini e Merlini, 1986), con età mesozoico-terziaria.

La configurazione geometrica attuale delle unità presenti nella zona considerata è il risultato di un'articolata storia deformativa caratterizzata da fasi compressive mio-plioceniche seguite da episodi di trascorrenza ed estensionali avvenuti durante il Pleistocene.

L'assetto tettonico dell'area è caratterizzato dalla sovrapposizione delle successioni carbonatiche dei Monti di Caserta sui depositi silicoclastici delle Arenarie di Caiazzo (**Gruppo di Castelvetro**) che poggiano in discordanza sui carbonati dei Monti del Matese-Monte Maggiore.

3.5.1.1 Rilevamento geologico ed analisi strutturale

Limatola

Gli affioramenti analizzati sono localizzati lungo la strada Castel Morrone-Limatola, nella cava di Biancano (Fig. 3.5.1).

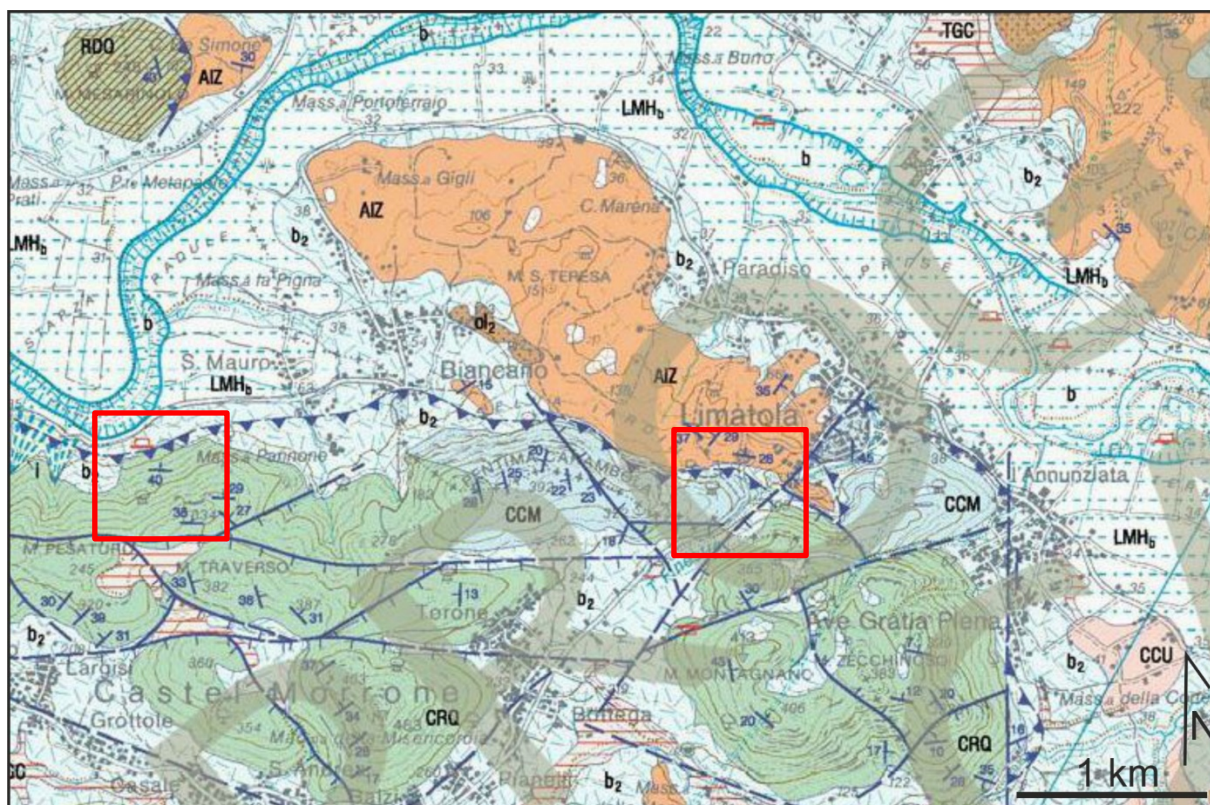


Fig. 3.5.1 Stralcio del Foglio Caserta Est raffigurante la geologia nei dintorni dell'abitato di Limatola.

La Fig. 3.5.2a mostra un taglio stradale che mette a giorno i calcari giurassici ricoperti in discordanza dalle arenarie mioceniche con alla base un livello di breccie calcaree. Nella parte meridionale dell'affioramento i calcari giurassici ricoprono le arenarie attraverso un *back-thrust* (evidenziato in rosso). Lungo il piano di questo *back-thrust* è presente una fascia cataclastica costituita da clasti calcarei immersi in una matrice fine arenacea (Fig. 3.5.2b).

In figura 3.5.1c è mostrato un particolare dell'altro lato del taglio stradale dove si osserva la stessa successione con i calcari giurassici in basso coperti dalle breccie calcaree e le arenarie. Qui si possono osservare lungo l'interfaccia calcari-breccie, la presenza di faglie normali nei calcari che formano piccole depressioni strutturali riempite dalle breccie, ad indicare che queste faglie precedono la Formazione delle Arenarie di Caiazzo (**Gruppo di Castelvetro**).

Infine in un affioramento sito nella cava di Biancano si vede la successione stratigrafica con alla base calcari giurassici con faglie normali precedenti la deposizione delle Arenarie di Caiazzo, uno spessore abbastanza consistente di brecciole calcaree e poi le arenarie. Sul lato destro si può osservare una faglia normale che ribassa la parte sinistra (Fig. 3.5.2e).

Dall'analisi dei dati delle strutture appena descritte si deduce una direzione di raccorciamento circa N-S per le faglie inverse (Fig. 3.5.3) e la presenza di una fase estensionale antecedente la deposizione delle Arenarie di Caiazzo che mostrano una direzione prevalente N-S (Fig. 3.5.3c-d).

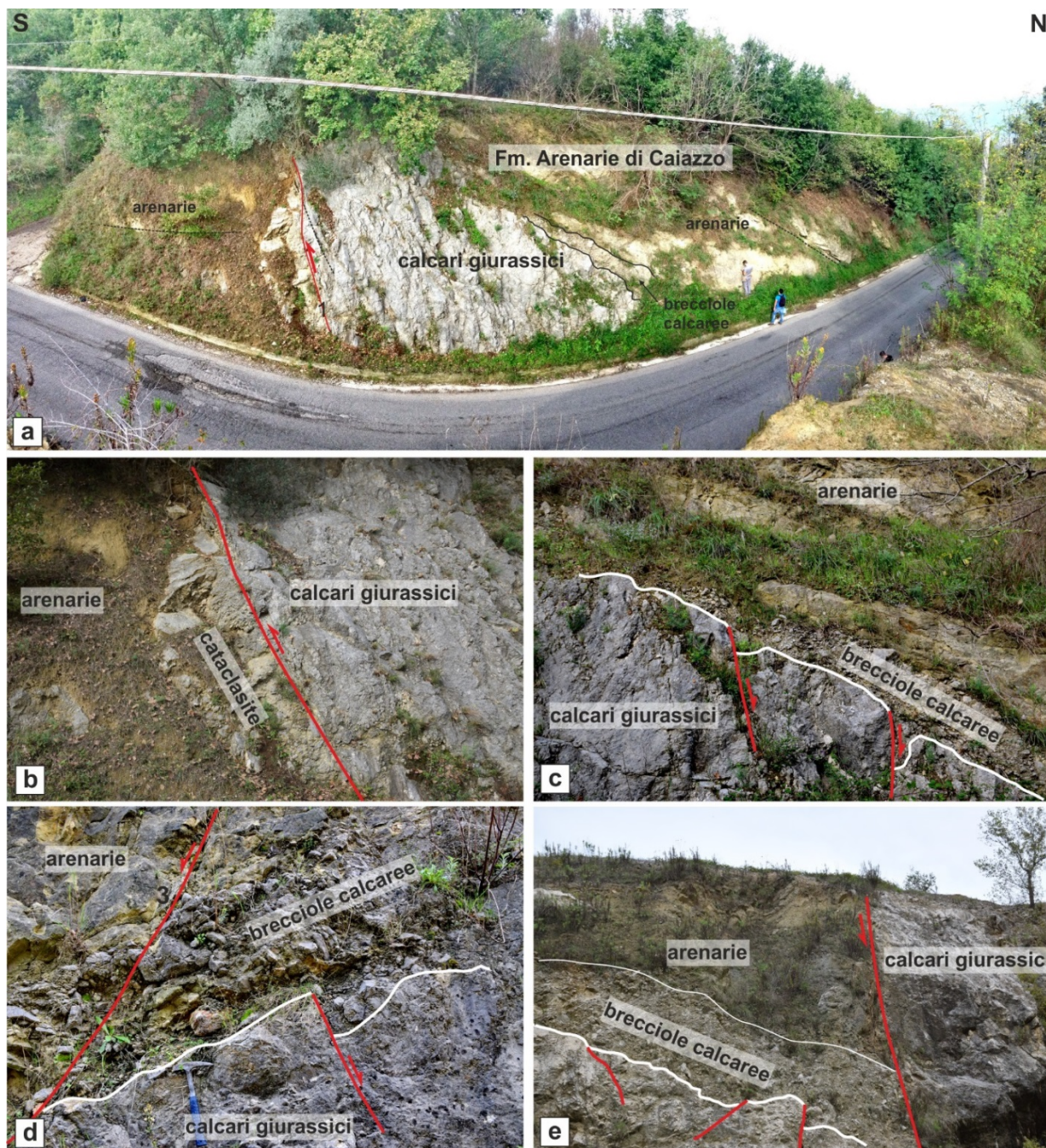


Fig. 3.5.2 (a) panoramica dell'affioramento lungo la strada tra Castel Morrone e Limatola (sito 1); (b) particolare del back-thrust che mette in contatto i calcari giurassici sulle arenarie mioceniche; (c) contatto stratigrafico tra i calcari giurassici e le brecciole mioceniche con la presenza di faglie normali nei calcari pre-sedimentazione delle arenarie; (d) faglia normale che taglia i depositi miocenici e giurassici. Sito 2: (e) contatto stratigrafico tra i calcari giurassici e le brecciole ed arenarie mioceniche.

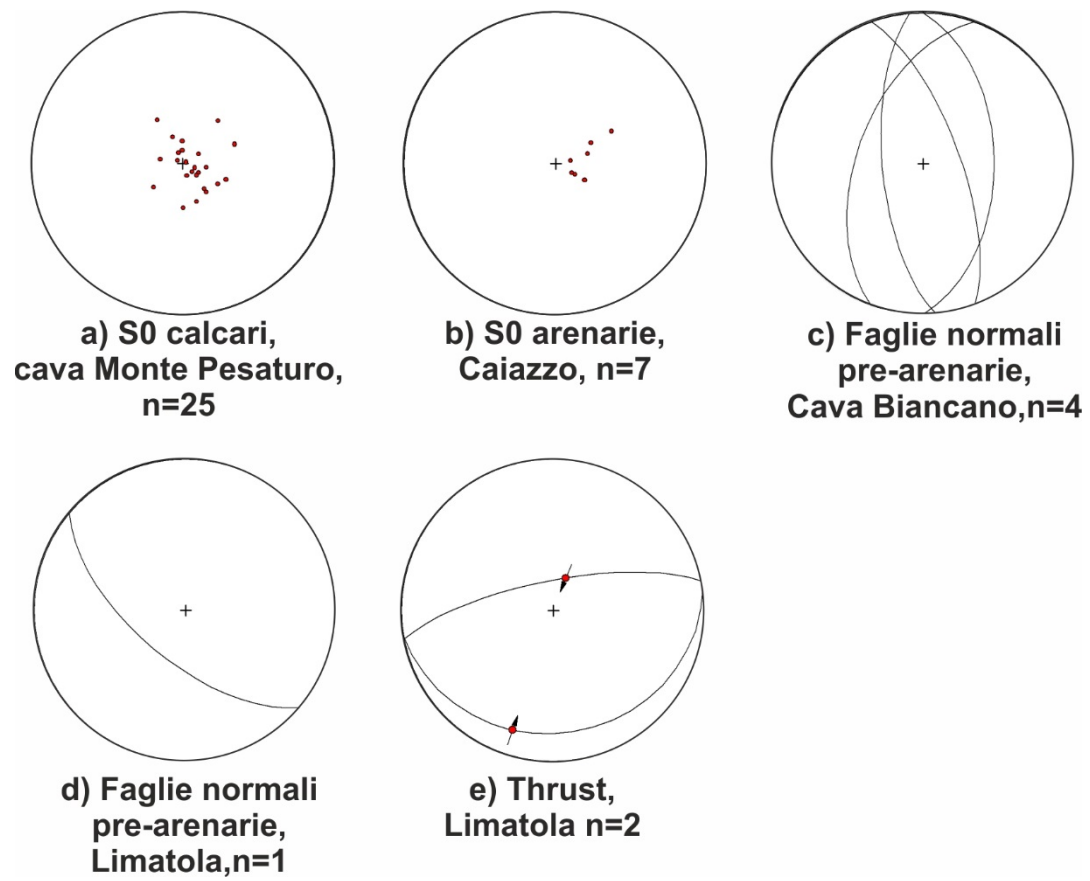


Fig. 3.5.3 Proiezioni stereografiche delle strutture analizzate.

Monti Tifatini (Sant'Angelo in Formis)

L'assetto tettonico dell'area dei Monti Tifatini è stato analizzato da Pescatore e Sgrosso (1973). Secondo gli autori il limite tra Sant'Angelo in Formis a sud e Triflisco a nord, che corrisponde alla piana del Fiume Volturno, rappresentava il principale contatto tettonico tra i carbonati della Piattaforma Campano-Lucana (posta a tetto) e i carbonati della Piattaforma Laziale-Abbruzzese (posta a letto), con l'interposizione dei terreni irpini (attualmente corrispondenti alla **Formazione di Caiazzo**). Gli autori descrivono varie strutture compressive come *klippen* e finestre tettoniche.

Gli affioramenti analizzati sono localizzati sulla collina di San Iorio e nelle diverse cave presenti intorno ad essa, nelle vicinanze del paese di Sant'Angelo in Formis (Fig. 3.5.4).

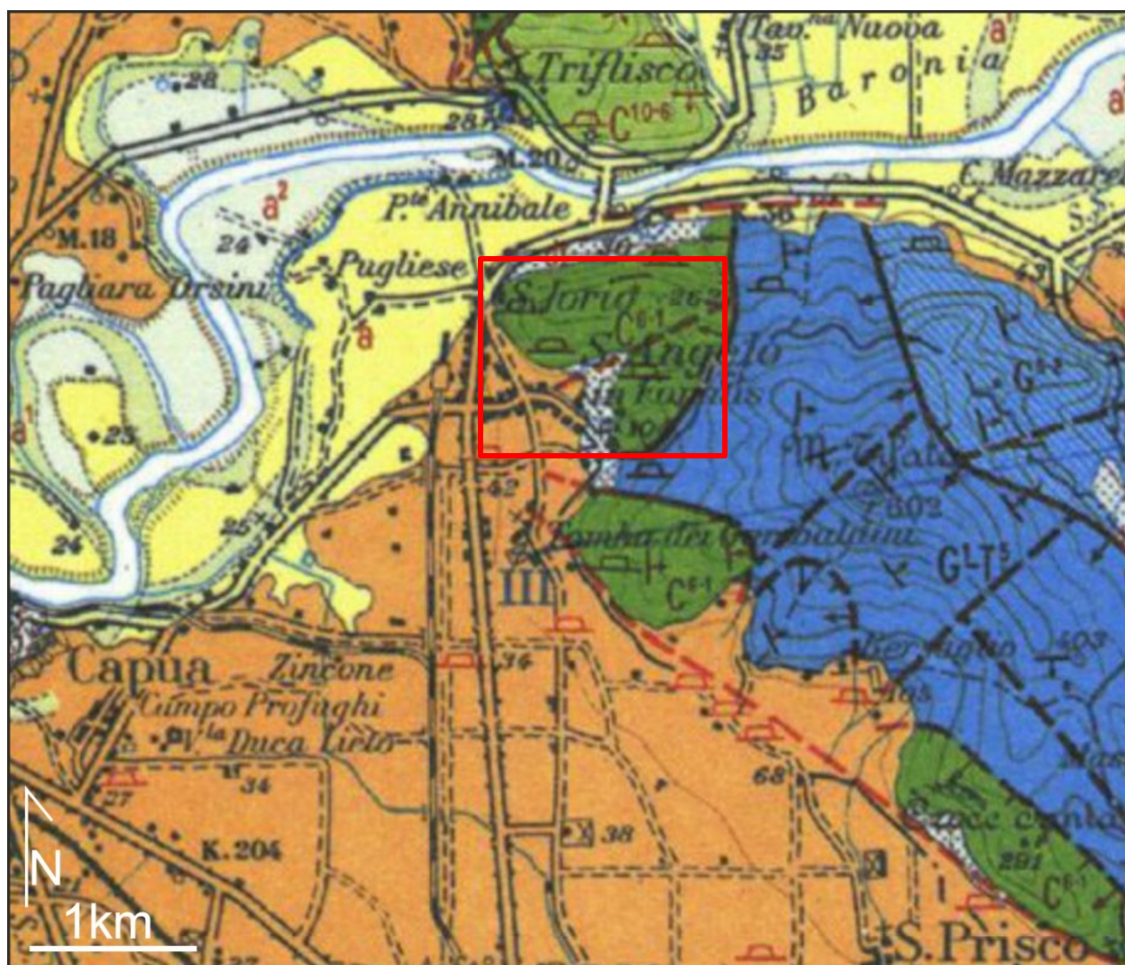


Fig. 3.5.4 Stralcio del Foglio in scala 1:100.000 "Caserta" (Servizio Geologico d'Italia, 2018) dell'area di Sant'Angelo in Formis, porzione NO del M. Tifata.

I carbonati mesozoici sono ricoperti da un deposito clastico prevalentemente arenaceo e calcareo corrispondente alla Formazione delle Arenarie di Caiazzo (Fig. 3.5.5d, f). sia i carbonati che il deposito di bacino di *wedge-top* (Fig. 3.5.5a) sono deformati da numerosi piani di *thrust* vergenti a nord e a est e retrovergenti a sud e ovest. I piani di *thrust* mostrano geometrie complesse dovute alla riattivazione in senso inverso di piani di faglia normali ereditati (Fig. 3.5.5c). Lungo il piano mostrano indicatori cinematici quali fibre e gradini di calcite (Fig. 3.5.5c, e). Al contatto con il sovrastante deposito della **Formazione di Caiazzo** i carbonati e le arenarie presentano strutture S-C' (Fig. 3.5.6a, b). Inoltre i depositi arenacei sono deformati da pieghe da strette a isoclinali (Figs. 3.5.5 d, 3.5.6c).

L'analisi dei dati mostra una stratificazione blandamente piegata con un asse NE-SO, generalmente a bassa inclinazione (Fig. 3.5.7a). La proiezione stereografica relativa agli assi delle pieghe indica due direzioni principali: N-S e E-O (Fig. 3.5.7c), mentre la proiezione dei poli dei piani assiali indica piani generalmente poco inclinati (Fig. 3.5.7b). Per quanto riguarda i piani di *thrust* gli *slip vector* indicano un raccorciamento medio orientato NNO-SSE (Fig. 3.5.7d), secondariamente sono presenti *slip vector* indicanti un ulteriore raccorciamento E-O.

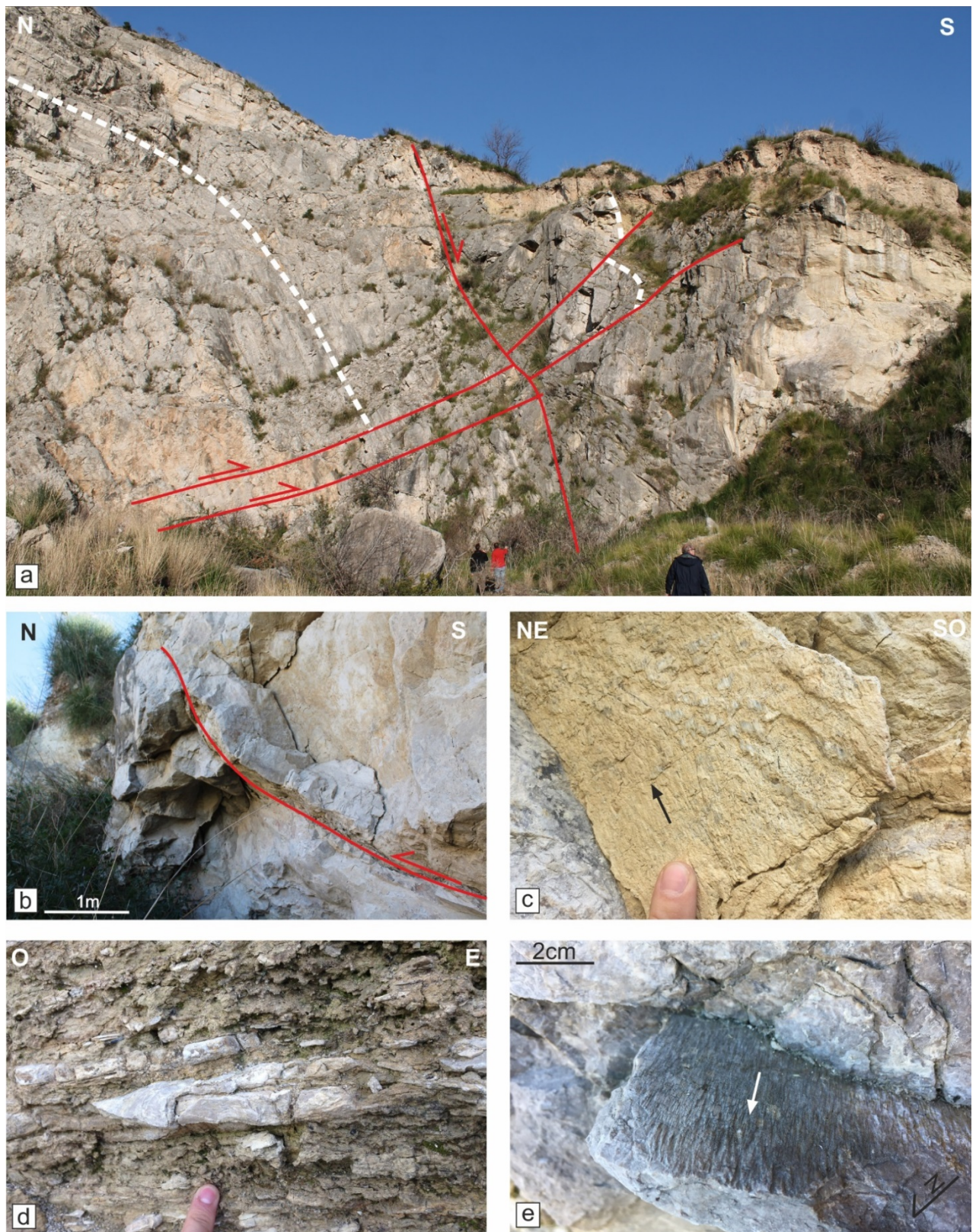


Fig. 3.5.5 (a) Fronte di cava con stratificazione piegata a scala decametrica e faglie inverse a basso angolo; (b) piano di thrust nei carbonati vergente a nord; (c) gradini di calcite su un piano di thrust; (d) piega isoclinale (e); fibre e gradini di calcite su un piano di thrust).

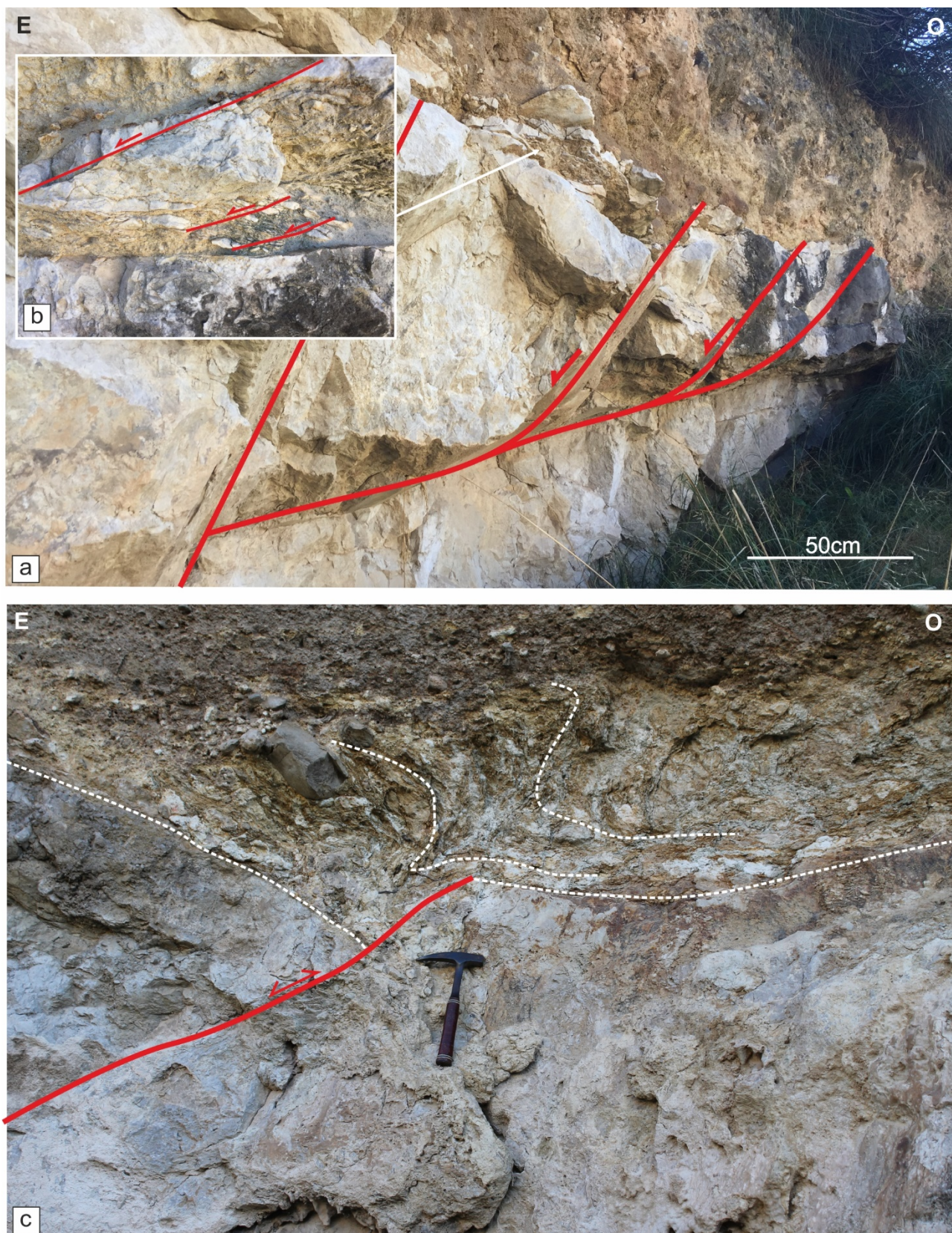


Fig. 3.5.6 (a) faglie normali con struttura a domino e (b) strutture S-C'; (c) faglia normale invertita con pieghe nella Formazione di Caiazzo.

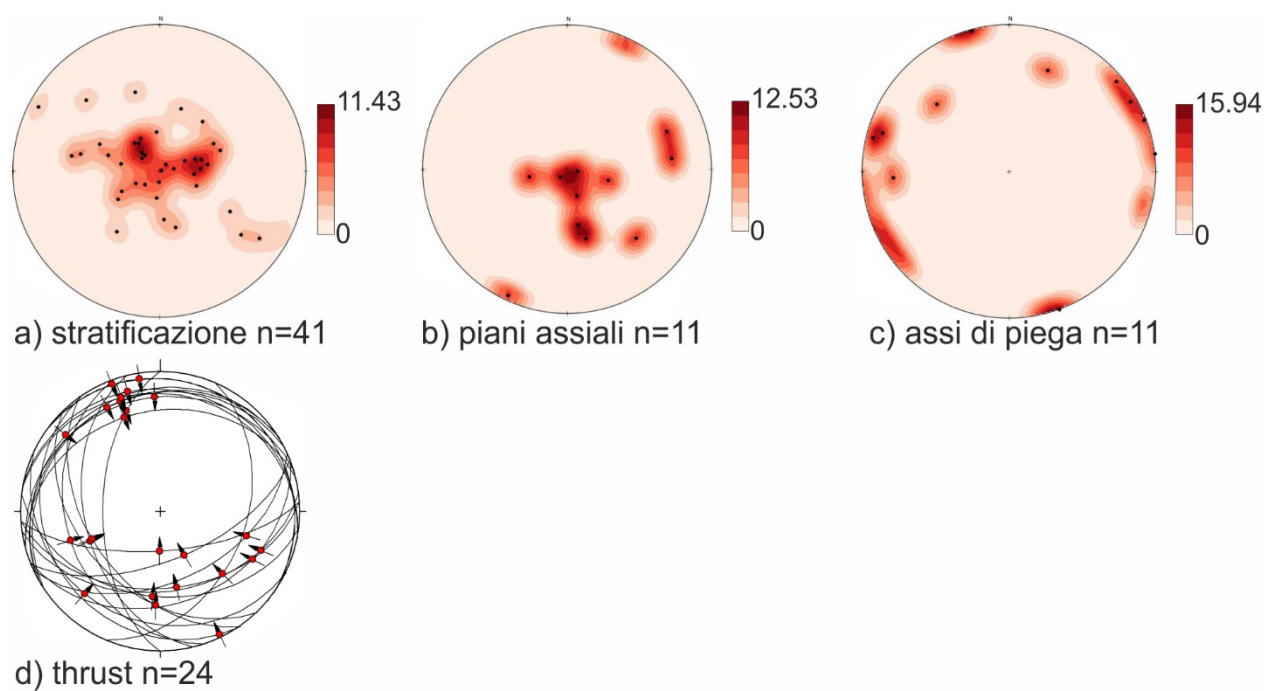


Fig. 3.5.7 Proiezioni stereografiche e mappe di densità delle strutture analizzate.

3.6 Monte Massico

3.6.1 Lavori precedenti

La dorsale del M. Massico con direzione ENE-OSO divide la Piana Campana, a sud, dalla piana del Fiume Garigliano, a nord (Fig. 3.6.1). Entrambe le zone pianeggianti sono depressioni strutturali formatisi a partire dal Pleistocene Medio (Bosi & Giordano, 1997; Bruno et al., 2000; Santangelo et al., 2010) e sono zone di un intenso vulcanismo che ha prodotto gli edifici vulcanici del Roccamonfina, dei Campi Flegrei (Rosi et al., 1983) e del Vesuvio (Cioni et al., 2008) tutt'ora attivi. Il settore occidentale della dorsale del M. Massico è storicamente noto per l'estrazione del "Marmo di Mondragone" (De Gennaro et al., 2013), una pietra ornamentale largamente utilizzata dal 18° secolo per l'architettura monumentale nella Campania ad esempio per la costruzione della chiesa di S. Francesco di Paola, a Napoli, e la reggia, a Caserta. L'area è stata oggetto di diversi studi specialmente negli ultimi cinquanta anni (e.g. Cestari, 1964, 1965; Vallario, 1964; Sgroso, 1974; Billi et al., 1997; Bruno et al., 2000; Di Girolamo et al., 2000; de Gennaro et al., 2003; Aiello et al., 2018). Alcuni di questi studi sottolineano la peculiare presenza di blocchi calcarei metamorfici all'interno dei depositi miocenici flyshoidi che ricoprono una successione meso-cenozoica principalmente carbonatica. Tuttavia, questi lavori non hanno fornito un quadro tettonico e stratigrafico chiaro dell'area, al contrario hanno evidenziato l'alta complessità delle sue caratteristiche geologiche. Inoltre, la cartografia ufficiale risale del Servizio Geologico d'Italia risale al 1968 e l'area non è inclusa nella nuova mappatura geologica in scala 1:50000 (progetto CARG).

La letteratura riguardante quest'area di studio include diversi lavori (Vallario, 1963, 1966; Cestari, 1964; Sgroso, 1974; Billi, 1997; De Girolamo et al., 2000, Servizio Geologico d'Italia, 2018) in cui sono stati descritti i caratteri stratigrafici, tettonici e petrografici delle successioni affioranti.

In Vallario (1963, 1966) il gruppo del Monte Massico è descritto come una struttura monoclinale complessa, che si allunga dalle falde del Roccamonfina al mar Tirreno. L'autore descrive la successione stratigrafica affiorante come ben ordinata per la perfetta concordanza della stratificazione, con numerose faglie, ad andamento prevalentemente appenninico, che dislocano blocchi di notevole ampiezza. Secondo l'autore il gruppo del Monte Massico è costituito da terreni calcareo-dolomitici mesozoici e da terreni arenaceo-marnosi terziari. Nel suo insieme il gruppo del Monte Massico è costituito da monoclinali regolari separate da faglie appartenenti a due sistemi principali di cui uno prevalente con direzione NO-SE ed uno, subordinato, con direzione all'incirca NE-SO. È interessante notare come l'autore descriva anche la presenza di faglie a basso angolo in corrispondenza degli affioramenti di Monte Crestagallo e di Monte Petrino, dove si notano, anche con una certa frequenza, delle superfici di scivolamento sub-orizzontali, o poco inclinate in direzione SSO, che caratterizzano il contatto tra i calcari e i materiali flyschoidi. Cestari (1964, 1965) presenta un quadro tettonico simile a quello descritto precedentemente. Tuttavia fornisce una descrizione più dettagliata della stratigrafia, soprattutto evidenzia la presenza di calcari cristallini nelle formazioni flyschoidi del Terziario. Con la denominazione "calcari cristallini" sono indicati calcari ricristallizzati (conosciuti localmente con il termine di marmo giallo di Mondragone), di colore grigio-acciaio, talvolta giallastro, spesso brecciati e tettonizzati, in rapporti stratigrafici non chiari con i terreni flyschoidi.

La carta geologica più recente disponibile è il Foglio 171 "Gaeta" in scala 1:100.000 (servizio Geologico D'Italia, 2018). La successione affiorante nell'area di studio, così come descritta nelle Note Illustrative del foglio, è formata alla base da calcari e dolomie di età Lias superiore p.p. - Neocomiano p.p.. Su di essi poggiano calcari detritici alternati a calcari dolomitici e dolomie con intercalazioni di livelletti calcarei a strutture conglomeratica con matrice

argillosa rossastra e verdastra, di età Neocomiano p.p. – Aptiano p.p.. La successione prosegue verso l'alto con calcari alternati a dolomie grigie di età Aptiano - Cenomaniano, calcari detritici talora con intercalazioni di livelletti argillo-siltosi verdi e rossastri, di età Senoniano-Turoniano. Quest'ultima successione insieme ai sovrastanti calcari detritici organogeni, bianchi e avana, in strati e grosse bancate, di età Langhiano-Serravalliano, presentano una variazione laterale caratterizzata da calcari cristallini di colore grigio acciaio, talvolta giallastri, spesso brecciati, noti come marmi gialli di Mondragone. Seguono arenarie grigio giallastre, argille siltose grigie, passanti talvolta ad argilloscisti (Monte Massico), e marne calcaree biancastre, spesso con impregnazioni mangesifere, in strati generalmente sottili di età Elveziano p.p. – Tortoniano p.p. La successione termina con arenarie grigio giallastre, talvolta verdoline, in strati e banchi, con intercalazioni spesso lentiformi e sottili di calcari arenacei e marnosi, marne, argille siltose e bioclastiti, con variazione laterale a calcareniti organogene di età Tortoniano p.p.

Tuttavia è con Sgrosso (1974) che l'assetto stratigrafico del basamento carbonatico è presentato in termini di formazioni già note in letteratura. In particolare l'autore descrive la successione mesozoica ricoperta dalle Formazioni di Cusano (calcari a briozoi e litotamni di età langhiana) e Longano (marne a foraminiferi di età serravalliana).

Sopra queste marne o dove esse non affiorano direttamente sui calcari sottostanti, con passaggio brusco, affiora una sequenza di parecchie decine di metri di spessore che l'autore definisce "argilloscisti" e arenarie contenenti blocchi più o meno voluminosi (da pochi decimetri cubi sino a molte migliaia di metri cubi) di calcari molto ricristallizzati con grossi cristalli di calcite spatica isoorientati. Questi blocchi sono costituiti da calcilutiti, calcareniti e

calciruditi talora poligeniche di vario colore ed età; essi hanno tutti in comune l'intensa ricristallizzazione.

Questa formazione, con i blocchi associati, affiora per uno spessore molto variabile e comunque non facilmente valutabile, a causa delle notevoli deformazioni tettoniche.

Gli argilloscisti con blocchi associati, secondo l'autore, presentano caratteristiche di blando metamorfismo e soprattutto di intensa tettonizzazione, per cui non possono assolutamente essere compatibili con la successione in cui sono compresi. Pertanto debbono essere ritenuti alloctoni, già tettonizzati, e sono in seguito inglobati nella successione stessa.

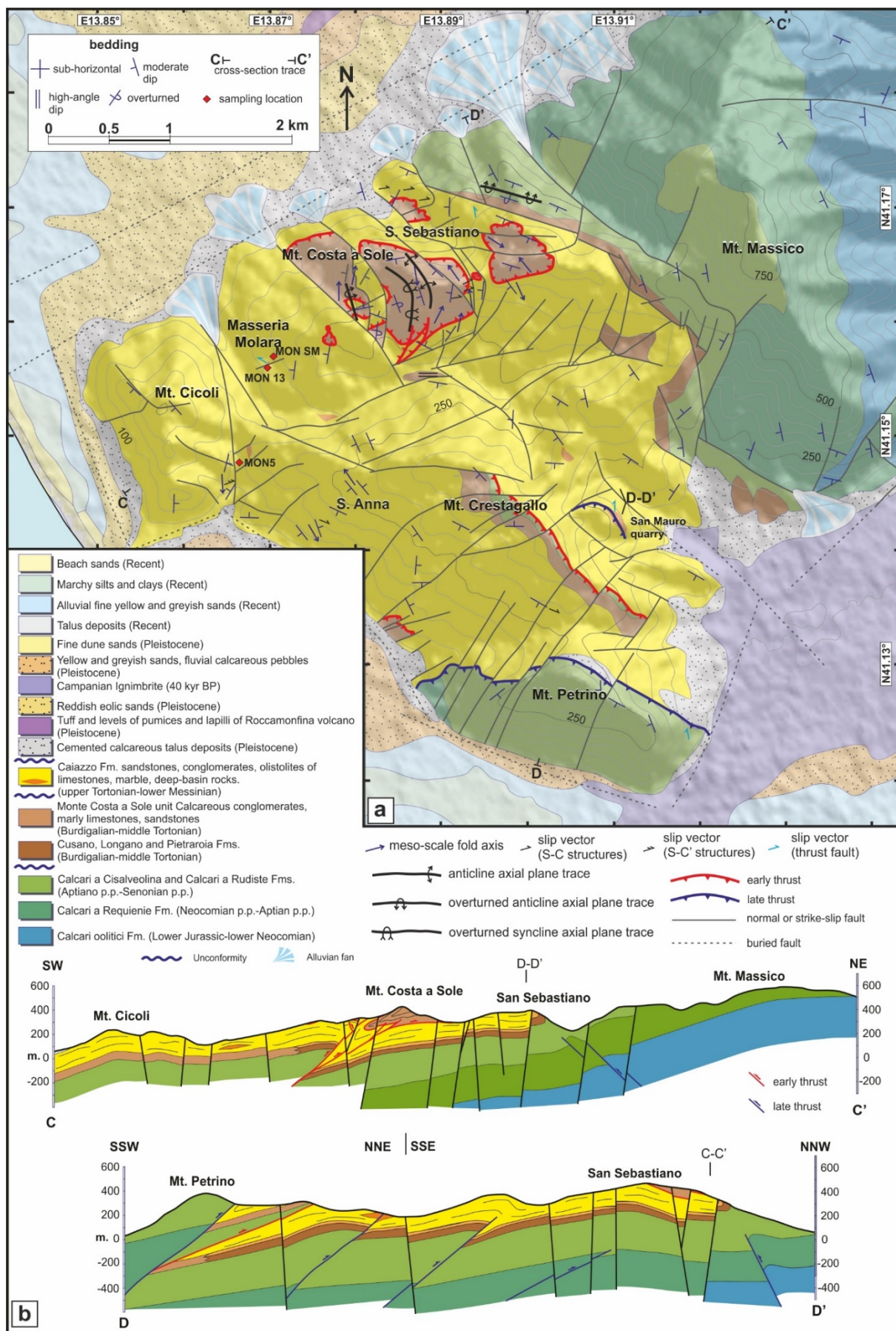


Fig. 3.6.1 (a) Carta geologica dell'area di studio del Monte Massico SO; (b) sezioni geologiche.

2.6.2 Assetto stratigrafico

Il settore occidentale del M. Massico consiste in una successione sedimentaria formata alla base da: (i) Carbonati di mare basso del Giurassico inferiore-Cretacico (Formazioni di Calcarei oolitici, Calcarei a Requienie, Calcarei a Cisalveolina and Calcarei a Rudiste) coperti, dopo una lacuna stratigrafica consistente, da calcareniti e calciruditi di mare basso contenenti alghe rosse, briozoi, echinidi e bivalvi quali pectinidi e ostreidi, del Burdigaliano-Langhiano (Formazione di Cusano, Selli, 1957), marne di scarpata con foraminiferi planktonici del Serravalliano-Tortoniano inferiore (Formazione di Longano, Selli, 1957). Questi due depositi sin-orogenici registrano la fase di subsidenza seguente alla flessurazione litosferica (fase di *forebulge*) della placca sottoscorrente (Adria) durante l'inizio della collisione continentale (e.g. Vitale e Ciarcia, 2018). Infine coprono l'intera pila sedimentaria torbiditi arenaceo-pelitiche di avanfossa del Tortoniano medio (Pietraroja Fm., Selli, 1957) e depositi clastici da bacino di *wedge-top* discordanti di età Tortoniano superiore-Messiniano inferiore della **Formazione di Caiazzo** (Ogniben, 1956, 1958; Patacca et al., 1990; Di Nocera et al. 1993; ISPRA, 2018) (Fig. 3.6.2). Quest'ultima successione (Patacca et al., 1990; Di Nocera et al. 1993; ISPRA, 2018), la cui età è stata attribuita per analogia con la **Formazione di Castelvetro** (Pescatore et al., 1970), affiora estesamente nel settore centrale dell'Appennino meridionale (Vitale & Ciarcia, 2018) e consiste in un deposito prevalentemente caotico spesso circa 160m (Fig. 3.6.2), caratterizzato alla base da arenarie contenenti: (i) blocchi di calcari meso-cenozoici da metrici a decimetrici; (ii) lenti di conglomerati, con clasti prevalentemente formati da calcari e subordinatamente rocce plutoniche, diaspri e peliti silicizzate; (iii) olistoliti dell'ordine di decine di metri, blocchi e clasti di marmo; (iv) olistostromi di marne e argilliti. Esso termina verso l'alto con arenarie ben stratificate. Il presente studio di dettaglio ha portato alla definizione di una nuova

colonna stratigrafica rappresentativa dell'intera successione esposta al Monte Massico, alla luce delle nuove evidenze (Fig. 3.6.2).

Il più grande olistolite di marmo (più di 500m³ di volume) è esposto in località Masseria Molara, da esso veniva estratto il Marmo Cipollino, una varietà della pietra ornamentale del Marmo di Mondragone (De Gennaro et al., 2003, 2013). Questo olistolite, del quale attualmente è esposto un fronte levigato, è contenuto in una breccia calcarea con una matrice quarzosa (Fig. 3.6.3 c). Il blocco consiste in un calcare ricristallizzato contenente alcuni livelli di breccia dolomitizzata (Fig. 3.6.3 e). La stratificazione originale, marcata da livelli alternati da bianchi a grigi, è piegata e fagliata (Fig. 3.6.3 c-d-e). Sono presenti rari fossili ricristallizzati che mostrano forme anulari (simili ad articoli di crinoidi) (Fig. 3.6.3 f-g). Le osservazioni al microscopio ottico delle sezioni sottili del Marmo Cipollino indicano che la tessitura generale consiste in cristalli di spatite equidimensionali, da alcune decine di micron a 0.5mm, caratterizzati da bordi dritti, che formano spesso giunzioni triple (Fig. 3.6.5a). Tuttavia, alcuni livelli mostrano una parziale ricristallizzazione con una grana fine dei cristalli (Fig. 3.6.5b). Nella cava di San Mauro (Fig. 3.6.1; 3.6.6a) è esposta un'altra varietà di pietra ornamentale, chiamata Marmo Brecciato o Marmo Giallo. Questa roccia è una breccia sedimentaria che include clasti di marmo in una matrice fillosilicatica gialla, rossastra e verdastra, e cemento spatitico, che forma anche vene centimetriche (Fig. 3.6.5c). Il colore giallo è dovuto alla presenza di limonite nella matrice (De Gennaro et al., 2003). Questa successione è deformata eterogeneamente con alcuni livelli altamente deformati, specialmente dove la matrice fine è dominante. In queste rocce i clasti di marmo sono appiattiti e bordati da una foliazione stilolitica. Le sezioni sottili della breccia debolmente deformata mostrano grandi cristalli di calcite con bordi ameboidi (Fig. 3.6.5e), invece i livelli altamente deformati mostrano clasti di marmo e calcari Meso-Cenozoici appiattiti con una

matrice costituita da fillosilicati detritici, quarzo e cemento spatitico (Fig. 3.6.5f). In cima al M. Costa a Sole e nell'area di San Sebastiano (Fig. 3.6.1), è esposta una successione prevalentemente carbonatica. Questa successione, precedentemente descritta come in continuità stratigrafica con le sottostanti arenarie (e.g. Cestari, 1964, 1965; Servizio Geologico d'Italia, 2018), al contrario ricopre la **Formazione di Caiazzo** per mezzo di sovrascorrimento a basso angolo. La falda di ricoprimento forma diversi *klippen* tettonici (Fig. 3.6.1; 3.6.6a). Questa successione, chiamata unità di Monte Coste a Sole in questo lavoro, è prevalentemente caratterizzata da strati di calcareniti e calciruditi alla base contenenti frammenti di *Lithotamnium*, *Briozoi* e *Ostreidae* (Fig. 3.6.4a-b), frequentemente con cemento di quarzo (Fig. 3.6.4c), coperti da calcari marnosi e marne, contenenti livelli di selce, talvolta ripiegati da slump, e livelli di spongoliti (Fig. 3.6.4e). I calcari marnosi contengono spesso ichnofacies (e.g. *Thalassinoides*), localmente dolomitizzati (Fig. 3.6.4f). La successione termina verso l'alto con sottili strati di arenarie. Questa successione affiora anche sul Monte Crestagallo e lungo l'impluvio a sud di Monte Costa a Sole (Fig. 3.6.1). Nell'ultima località sono presenti all'interno dei calcari della Fm. Costa a Sole molti dicchi arenacei della **Formazione di Caiazzo** (Fig. 3.6.7c).

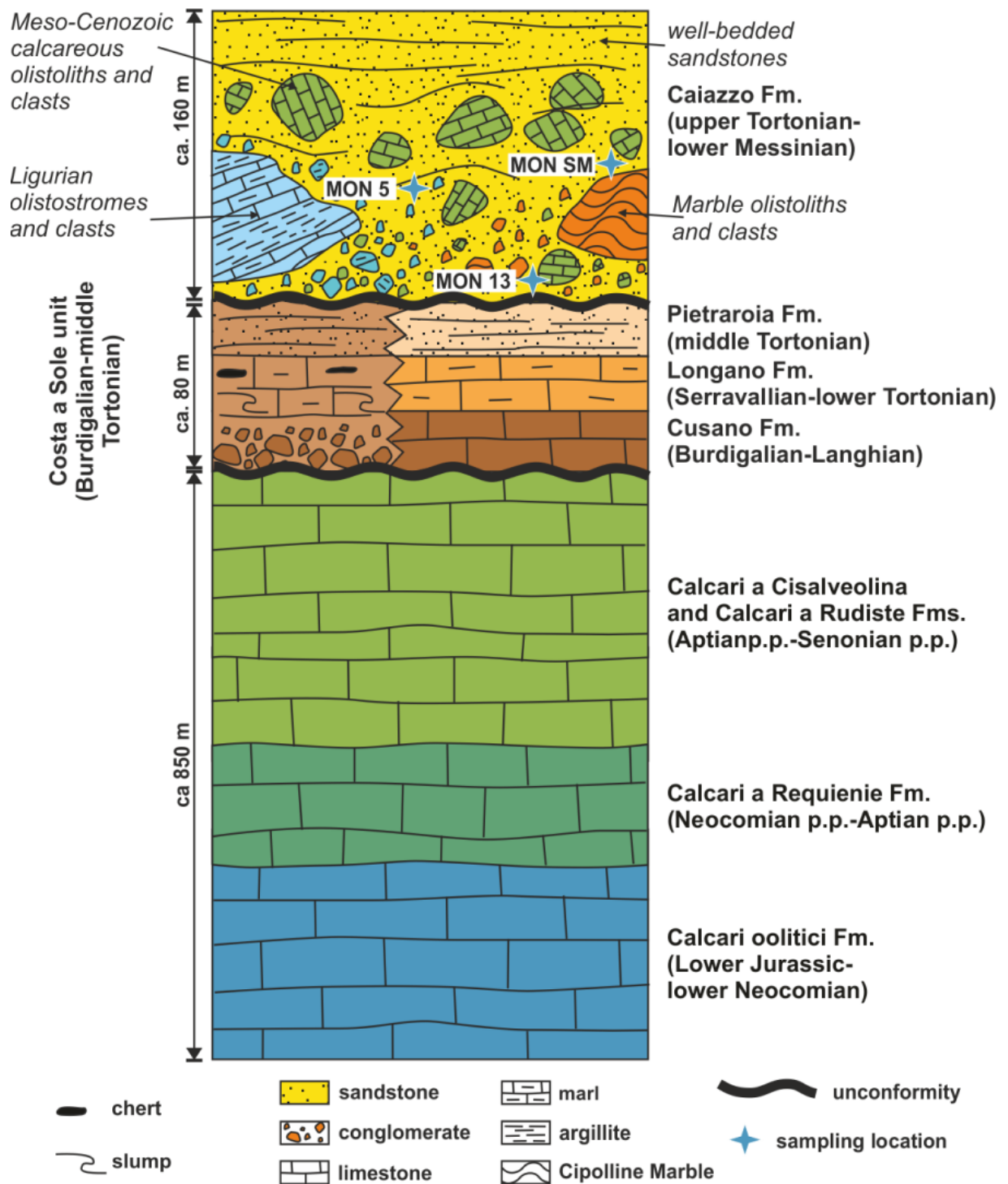


Fig. 3.6.2 Colonna stratigrafica schematica, ricostruita nell'ambito di questo studio, della successione esposta nel Monte Massico SO.

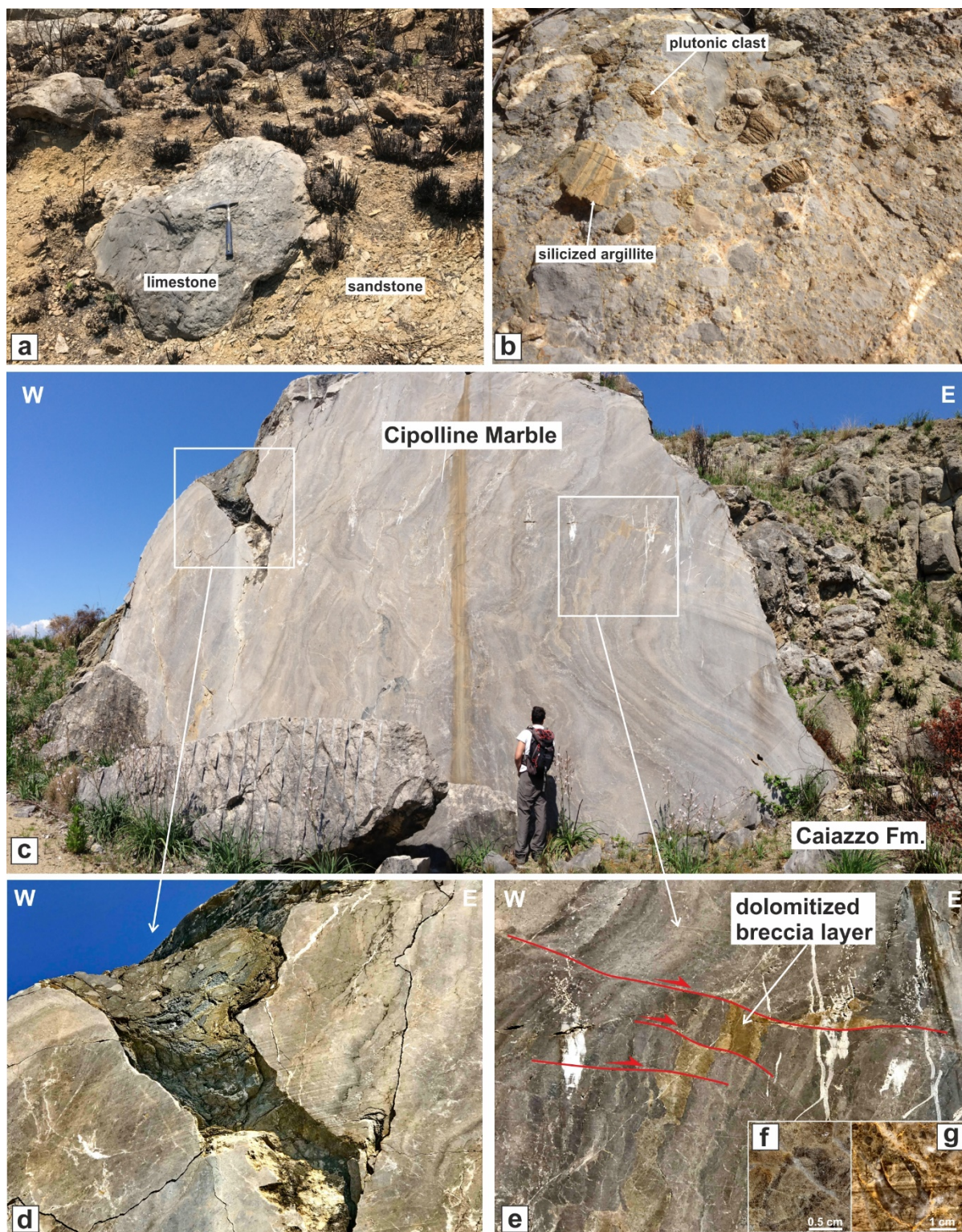


Fig. 3.6.3 **Formazione di Caiazza**: (a) Blocco di calcare meso-cenozoico inglobato nell'arenaria (località Sant'Anna); (b) conglomerato calcareo con clasti di argilliti silicizzate, selce e granitoidi (Monte Cicoli); (c) olistolite di Marmo Cipollino (Masseria la Molarà); (d) conglomerato arenaceo che ammantava l'olistolite di Marmo Cipollino (Masseria la Molarà); (e) particolare dell'olistolite di Marmo Cipollino che mostra la stratificazione originale deformata da faglie (Masseria la Molarà); (f),(g) articoli di crinoidi ricristallizzati.

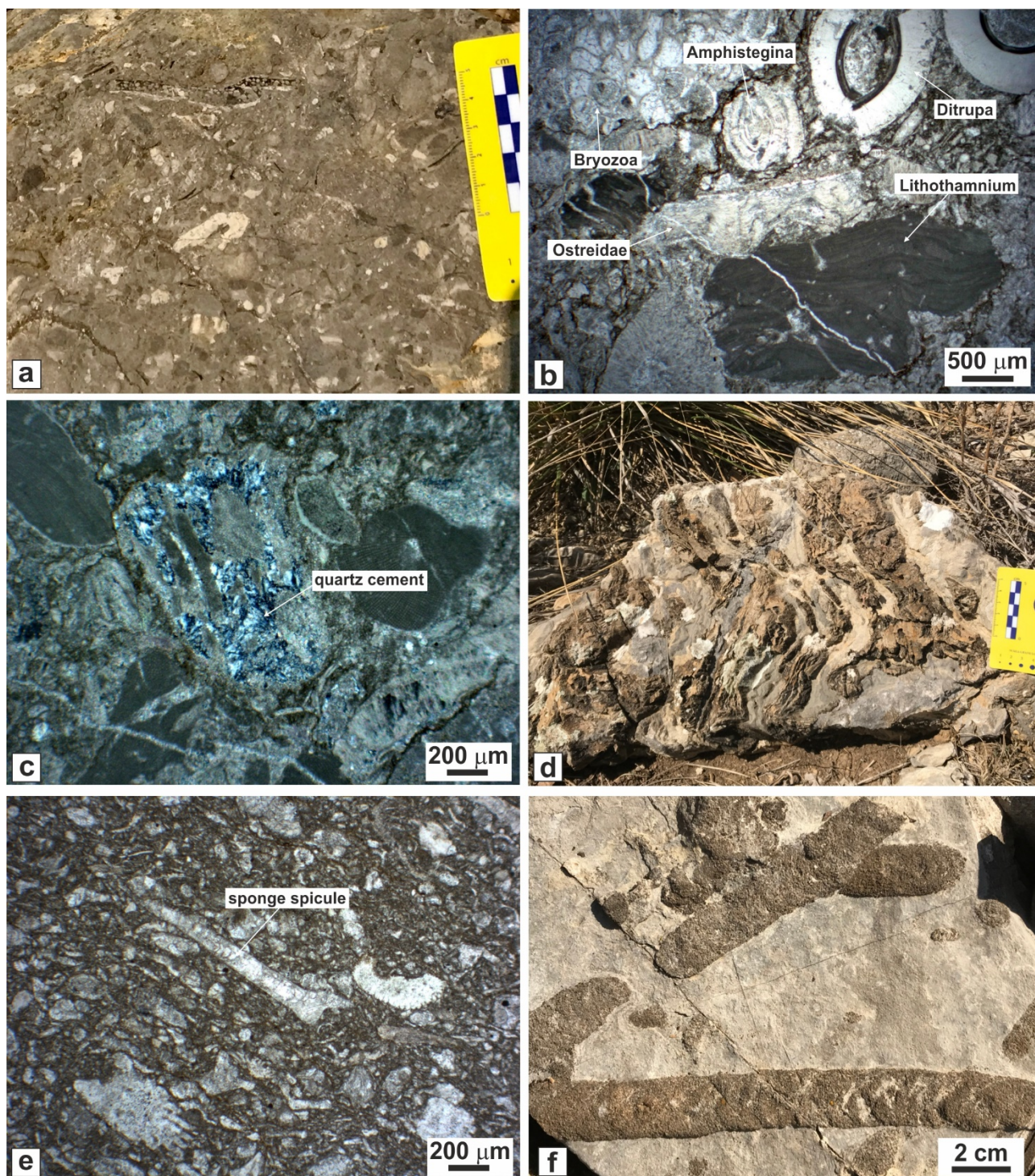


Fig. 3.6.4 unità di Coste a Sole: (a) calcirudite; (b-c) microfotografie a polarizzatori incrociati della calcirudite; (d) calcari con selce con slump; (e) microfotografie a polarizzatori incrociati di un livello spongolitico; (f) calcari marnosi con ichnofacies (e.g. *Thalassinoides*).

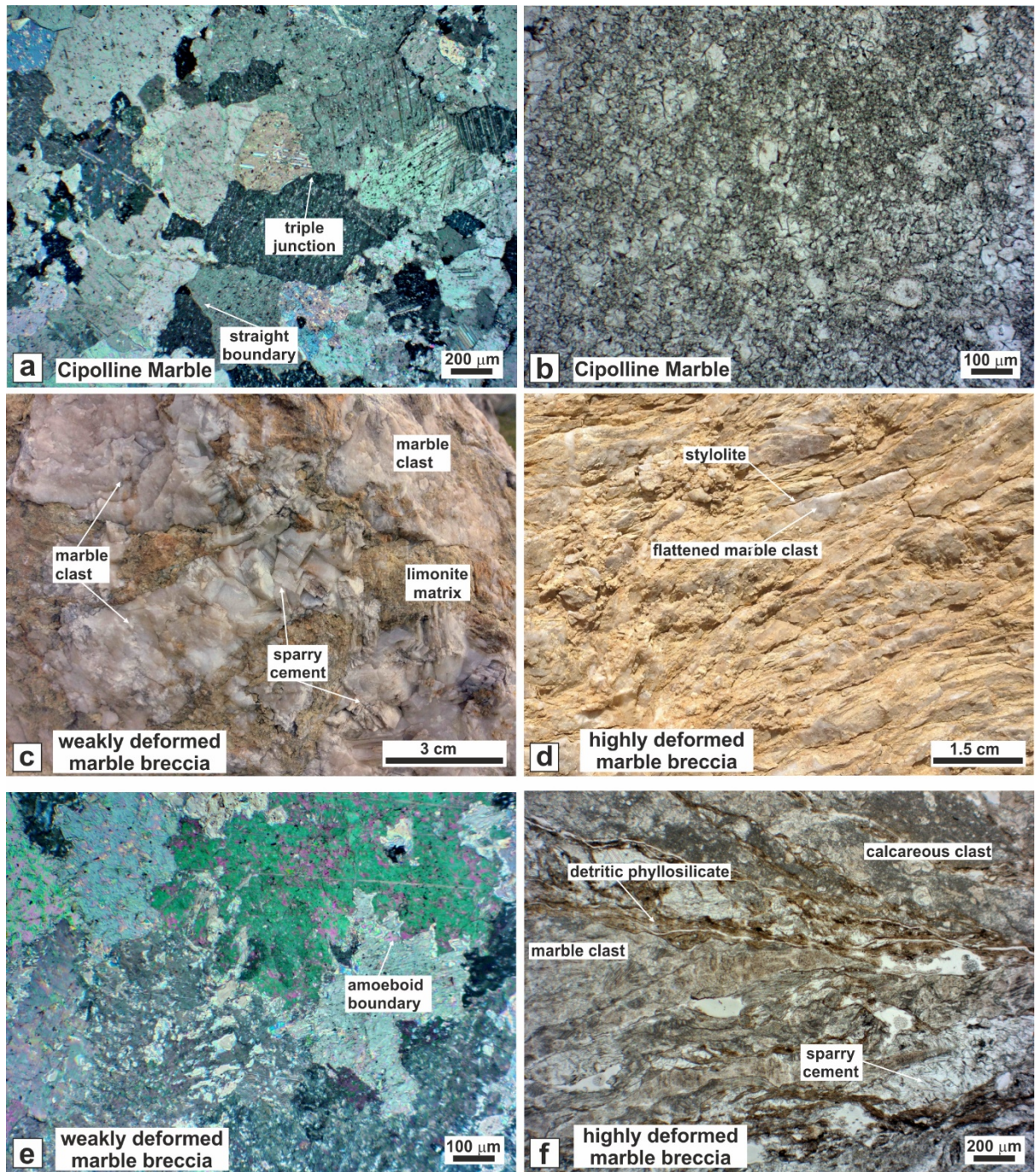


Fig. 3.6.5 Marmo Cipollino (Masseria Molara): (a) microfotografia a polarizzatori incrociati che mostra grandi cristalli di calcite a bordi retti, giunti tripli e geminazione meccanica; (b) microfotografia a polarizzatori paralleli che mostra una tessitura micritica con grandi cristalli di calcite. Marmo Brecciato (Cava San Mauro): (c) foto di un affioramento di una breccia debolmente deformata, che mostra clasti di marmo, matrice giallastra e cemento spatitico; (d) foto di un affioramento di breccia altamente deformata; (e) microfotografia a polarizzatori incrociati della breccia debolmente deformata con grandi cristalli di calcite caratterizzati da bordi ameboidi; (f) microfotografia a polarizzatori incrociati della breccia altamente deformata.

3.6.3 Assetto tettonico

Assetto strutturale del settore occidentale del Monte Massico

L'architettura strutturale generale del settore occidentale del M. Massico è definita da una struttura immergente a OSO caratterizzata da un sistema a pieghe e *thrust* complesso risultante dalla ripetizione della successione meso-cenozoica con interposto il deposito di bacino di *wedge-top* della **Formazione di Caiazzo** (Fig. 3.6.1). Molti *klippen* dell'unità Monte Costa a Sole sono esposti sul M. Costa a Sole e nell'area di San Sebastiano. Il *thrust* a basso angolo è esposto in diversi affioramenti, dove generalmente le calciruditi (unità di Monte Costa a Sole) sovrascorrono sulle arenarie (**Formazione di Caiazzo**) (Fig. 3.6.6). A luoghi il *thrust* mostra strie e gradini, una cataclasite con strutture a domino (Fig. 2.6.6e) e strutture S-C (Fig. 3.6.8 a-b) indicanti una vergenza dominante a Est. Questa struttura principale è dissecata da molti *thrust* e *back-thrust* con inclinazioni da alta a moderata (Fig. 3.6.6f). È importante notare che un'ampia porzione della successione di Monte Costa a Sole è rovesciata in cima al *klippe* di M. Costa a Sole, formando con la porzione inferiore una sinclinale decametrica rovesciata verso Est (Fig. 3.6.6a). Al M. Crestagallo (Figs. 3.6.1; 3.6.7a) il *thrust* è ben esposto, caratterizzato da un segmento di rampa nei calcari meso-cenozoici (Fig. 3.6.1b).

È presente un altro sistema di *thrust* caratterizzato da una vergenza a Nord. Uno di questi è esposto nella cava di San Mauro (Fig. 3.6.7 a-b) in una breccia calcarea (Marmo Brecciato) inglobata in arenarie (**Formazione di Caiazzo**). Il blocco di tetto mostra una anticlinale rovesciata vergente a Nord (Fig. 3.6.7b). Un ulteriore *thrust* principale è presente alla base del M. Petrino (Fig. 3.6.1 a-b), dove i calcari dell'Aptiano-Cenomaniano ricoprono tettonicamente le arenarie della **Formazione di Caiazzo** e in un piccolo affioramento a NO

del M. Petrino, dove l'Unità di Monte Coste a Sole sovrascorre sulle arenarie (Fig. 3.6.1a). Infine una piega retrovergente a SSO è esposta nell'area di San Sebastiano (Fig. 3.6.1 a-b).

La **Formazione di Caiazzo** è altamente deformata a letto dei *thrust* descritti, dove sono presenti strutture S-C (Fig. 3.6.8 a-b), specialmente nell'area di San Sebastiano e nella cava di San Mauro dove queste strutture formano delle *deformation band* spesse diverse metri. Queste strutture fragili generalmente mostrano indicatori cinematici quali fibre e gradini. Pieghe e *thrust* minori sono presenti sia nel tetto (Fig. 3.6.8 c-d) che nel letto (Fig. 3.6.8 e-f). Generalmente le pieghe sono da isoclinali ad aperte con un clivaggio stilolitico di piano assiale debolmente sviluppato. Sono presenti relazioni di *crosscutting* tra le due fasi deformative come la sovrapposizione di due clivaggi stilolitici all'interno del marmo brecciato (Fig. 3.6.8f). Un altro esempio di sovrapposizione tra i raccorciamenti E-O e N-S è la presenza di strati E-O dell'unità di M. Costa a Sole da verticali a molto inclinati che contengono pieghe e *thrust* precedenti attualmente basculati (Fig. 3.6.7 d-e). Sono stati acquisiti circa 500 misure di orientazione delle principali strutture precedentemente descritte. I poli della stratificazione (Fig. 3.6.9a) sono caratterizzati da un'alta dispersione, tuttavia un cluster principale suggerisce un'immersione generale a SSO. Le misure dei *thrust* mostrano due direzioni principali di raccorciamento, E-O (Fig. 3.6.9b) e N-S (Fig. 3.6.9f). Le strutture S-C indicano un trasporto tettonico dominante verso Est (Fig. 3.6.9c) e secondariamente verso NE (Fig. 3.6.9g). Infine le proiezioni stereografiche degli assi e dei piani assiali delle pieghe suggeriscono ancora due direzioni di raccorciamento, E-O (Fig. 3.6.9 d-e) e N-S (Fig. 3.6.9 h-i).

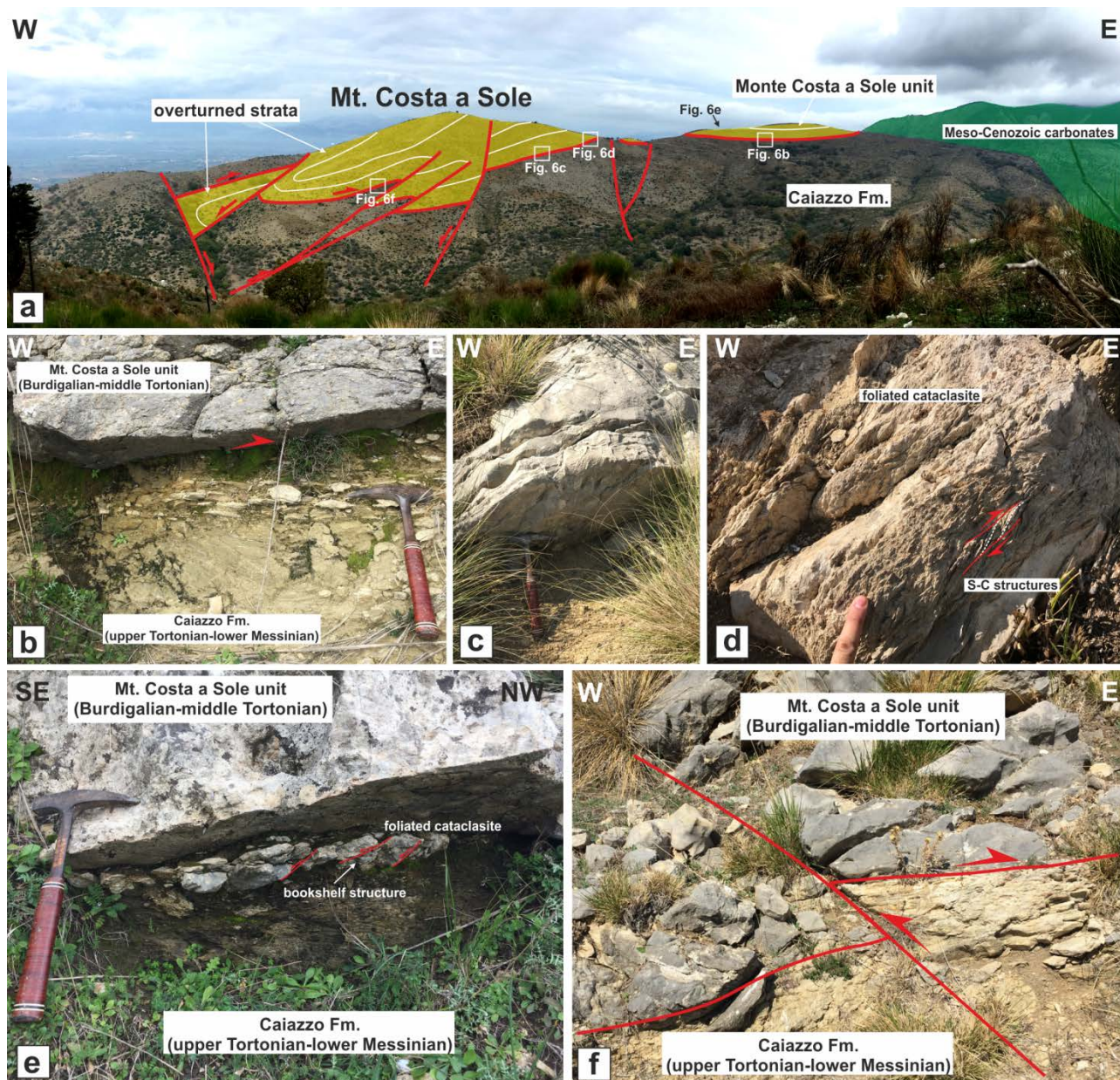


Fig. 3.6.6 (a) Vista panoramica di Monte Costa a sole che mostra il klippe della unità di Costa a Sole tagliato da breaching thrust e faglie normali tardive. (b-c) Esempio del thrust principale a basso angolo con il conglomerato a tetto e le arenarie a letto. (d-e) esempio di cataclasite foliate a letto del thrust principale (f) thrust principale tagliato da un back-thrust minore.

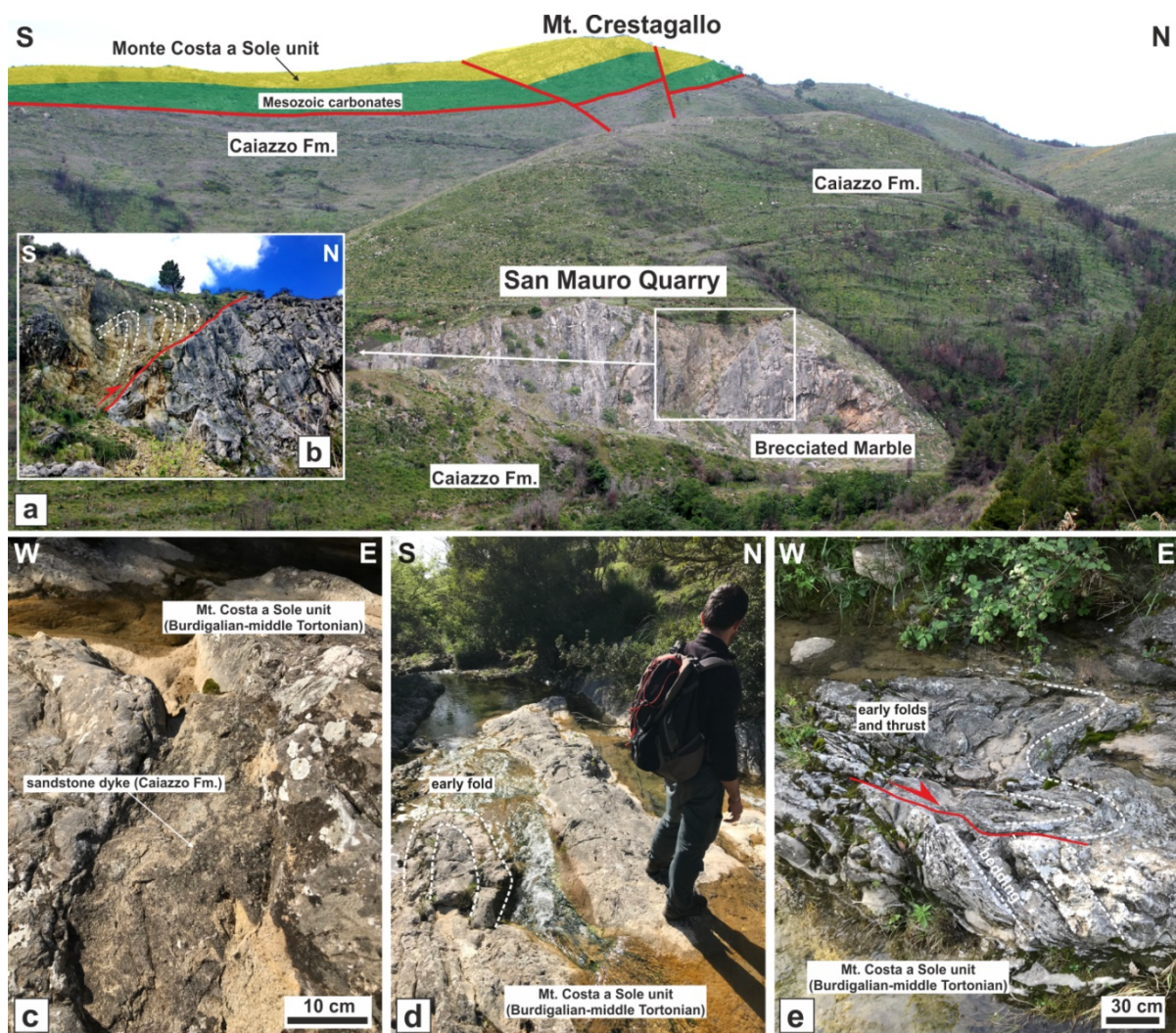


Fig. 3.6.7 (a) Vista panoramica di Monte Crestagallo e cava San Mauro; (b) particolare del thrust vergente a N e relativa piega rovescia della cava San Mauro. (c) Dicco della **Formazione di Caiazzo** all'interno dei calcari di Monte Costa a Sole (letto del fiume a S di M. Costa a Sole). (d-e) Esempi di thrust e pieghe successivamente ruotati (letto del fiume a S di M. Costa a Sole).

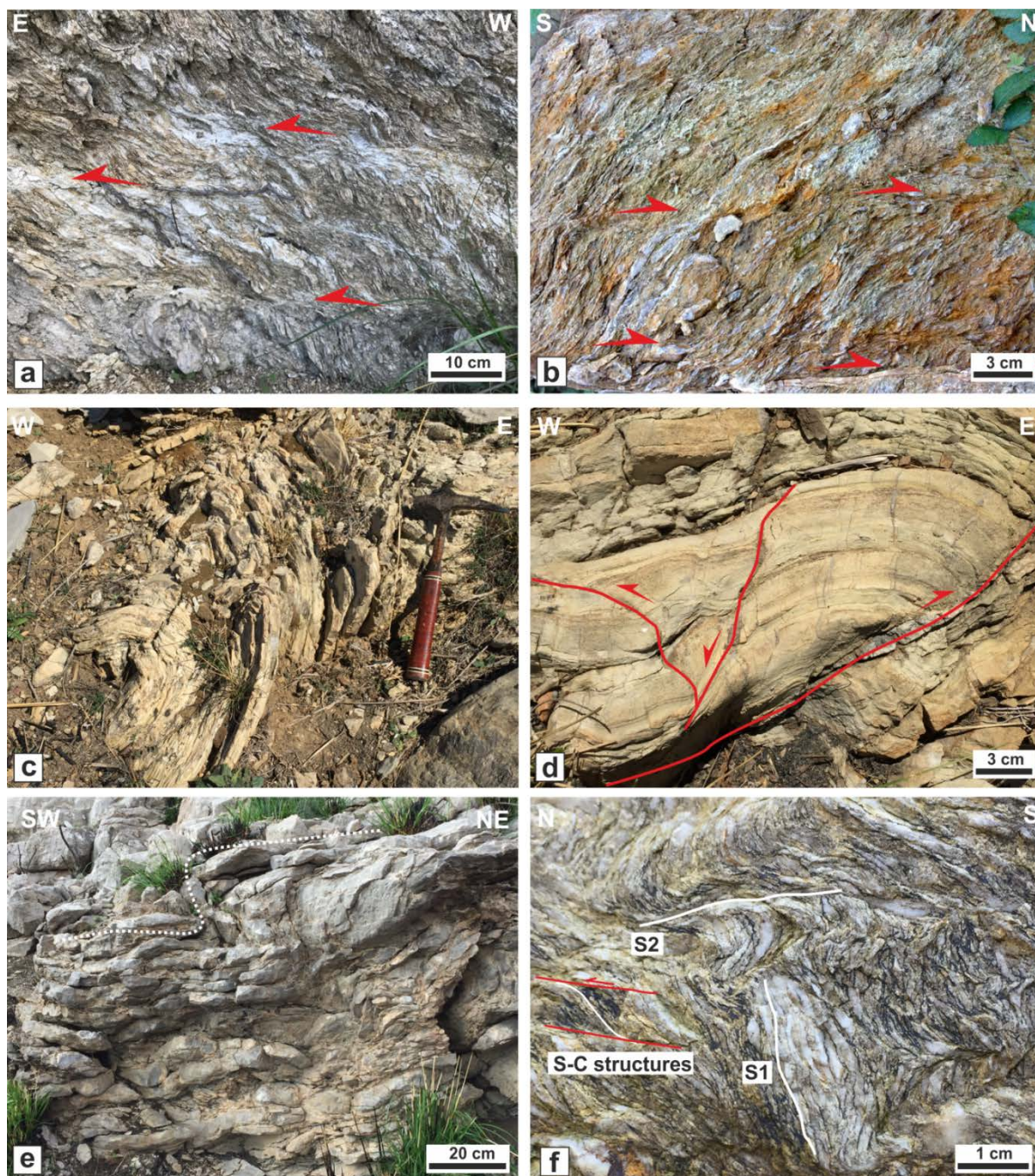


Fig. 3.6.8 Strutture deformative all'interno della **Formazione di Caiazzo**: (a) strutture S-C (località San Sebastiano); (b) strutture S-C (cava San Mauro); (c) pieghe nel conglomerato calcareo (cava San Mauro); (d) Marmo Brecciato piegato (cava San Mauro).

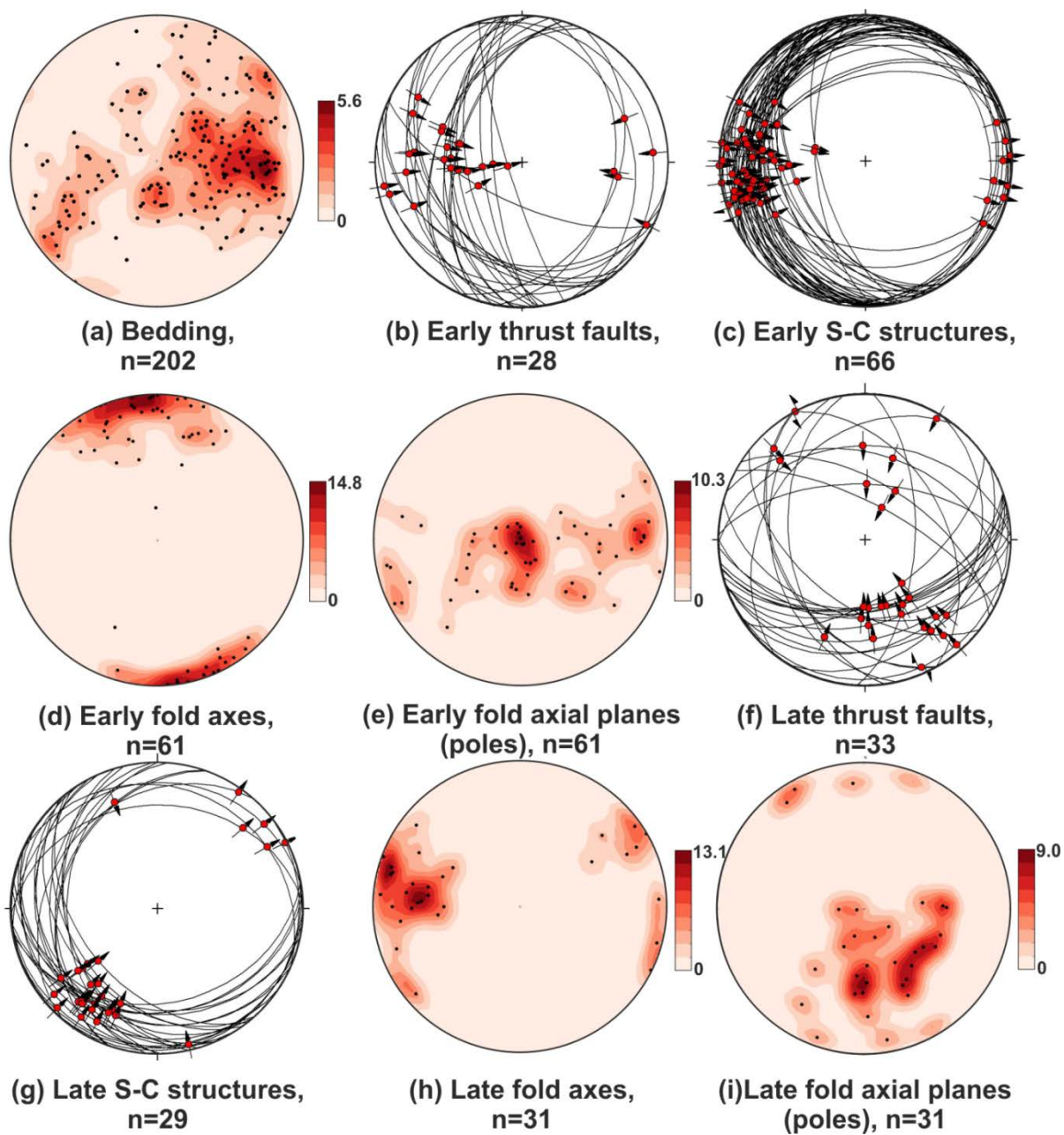


Fig. 3.6.9 Proiezioni stereografiche e mappe di densità (reticolo equiareale, emisfero inferiore) delle strutture analizzate.

4. Discussione dei dati

In questo capitolo saranno discussi e interpretati i risultati del rilevamento geologico-strutturale per le diverse aree analizzate.

4.1 Monti Picentini

Il rilevamento nelle finestre tettoniche di Giffoni, Campagna e nell'area di Laviano (Fig. 3.1.1) ha messo in evidenza una storia deformativa polifasica complessa che comprende sia fasi di raccorciamento in-sequenza, sia fuori-sequenza e fasi estensionali. L'area più completa dove poter ricostruire l'evoluzione deformativa è quella di Salitto nella finestra tettonica di Campagna. La ricostruzione degli eventi tettonici è stata permessa in base alle numerose strutture affioranti e alle loro relazioni di sovrapposizione. Le strutture più antiche osservate sono pieghe e *thrust* che le cui orientazioni, dopo essere state retrodeformate, indicano una vergenza orientale. Tali strutture sono osservabili in entrambe le finestre tettoniche. Tale evento deformativo può essere messo in relazione con le fasi iniziali orogeniche (fase D1) nelle quali l'unità tettonica della Piattaforma Carbonatica sovrascorre sull'unità del Bacino Lagonegrese-Molisano. In questo caso l'unità tettonica di tetto è rappresentata dall'unità Monte Croce caratterizzata da una successione di margine che evolve ad avanfossa. Tali strutture precoci sono dissecate da faglie che, retrodeformate, indicano una cinematica normale ed un'estensione orientata circa E-O. È quindi possibile affermare che c'è stata una fase estensionale (fase D2) dopo il *thrusting* in-sequenza. La conseguenza di questo evento potrebbe essere la deposizione dei sedimenti di bacino di *wedge-top* del **Gruppo di Castelvete** (nell'area di studio definita come Formazione di Fontana Frigine, FFF) di età Tortoniano superiore-Messiniano inferiore. Vitale et al. (2011), Vitale e Ciarcia (2018) e Vitale et al. (2018b, c) hanno messo in evidenza come la dinamica miocenica del cuneo d'accrescimento appenninico sia stata sempre accompagnata da episodi estensionali che hanno

portato alla formazione dei bacini di *wedge-top* come il **Gruppo del Cilento** e il **Gruppo di Castelvete**. Tale fenomeno è stato confermato da recenti studi sui tassi sedimentari in Cilento che indicano una sedimentazione sintettonica estensionale per i depositi del **Gruppo del Cilento** e della Formazione di Monte Sacro (Corrado et al., 2018), quest'ultima appartenente al **Gruppo di Castelvete** (Vitale e Ciarcia, 2018). Le strutture associate alla fase D1 e alla fase D2 sono ulteriormente deformate da due eventi contrazionali che interessano anche i depositi miocenici discordanti e quindi sono da considerarsi come associati ad eventi tettonici fuori-sequenza. A Salitto ed Acerno questi due eventi sono registrati come pieghe e sovrascorrimenti indicanti raccorciamenti E-O (fase D3) e N-S (fase D4). La sovrapposizione delle strutture ha permesso di stabilire che l'evento N-S è quello più giovane. Nell'area di Laviano, posta al fronte settentrionale del Monte Marzano, è registrata solo l'ultima fase D4 ancora caratterizzata da una vergenza verso nord. Nella finestra tettonica di Campagna e nell'area di Laviano le fasi fuori-sequenza deformano i conglomerati del **Gruppo di Castelvete** di età Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (Vitale e Ciarcia, 2018), quindi l'età di questi impulsi tettonici è non più antica del Messiniano inferiore.

Per stimare l'entità del rigetto di questi sovrascorrimenti e ricostruire la struttura in profondità sono state ricostruite due sezioni geologiche a scala crostale (Fig. 4.1.2) con direzione NNE-SSO (sezione A-A') e E-O (sezione B-B'), le cui tracce sono mostrate in Fig. 4.1.1. Per la ricostruzione della stratigrafia in profondità sono stati utilizzati i log dei pozzi Acerno01 e San Gregorio Magno01 (Progetto ViDEPI, 2018). In base alla predominanza delle retrovergenze a S dell'ultima fase deformativa (D4) è stata ipotizzata la presenza di un *back-thrust* tardivo che ha prodotto il piegamento a scala regionale dell'intera pila tettonica con la successiva formazione delle finestre tettoniche di Campagna e di Giffoni.

Sulla base di questa ricostruzione il rigetto del *thrust* principale vergente a nord (sezione A-A') e quindi associato all'ultima fase deformativa, è di almeno 15Km. Ulteriori informazioni sull'età dei sovrascorrimenti e della formazione delle finestre tettoniche sono fornite dai dati termocronologici attraverso lo studio delle tracce di fissione in apatite (Mazzoli et al., 2008). I campioni analizzati sono arenarie mioceniche della Formazione di Fontana Frigine. I dati indicano età di 5.2 ± 0.9 Ma e di 2.5 ± 0.5 e 2.7 ± 0.5 . L'età più vecchia potrebbe quindi essere associata alla risalita dell'unità di Monte Croce attraverso *thrust* fuori-sequenza di età Messiniano superiore-Pliocene inferiore. Le età più giovani potrebbero essere associate all'esumazione tettonica avvenuta per faglie normali nel Pleistocene inferiore.

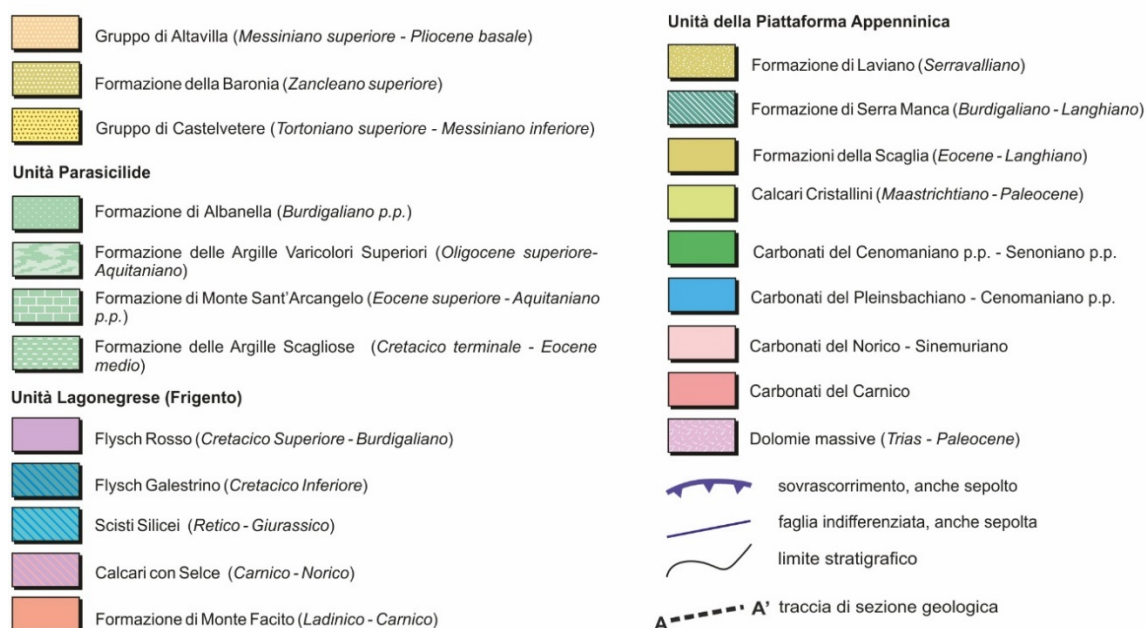
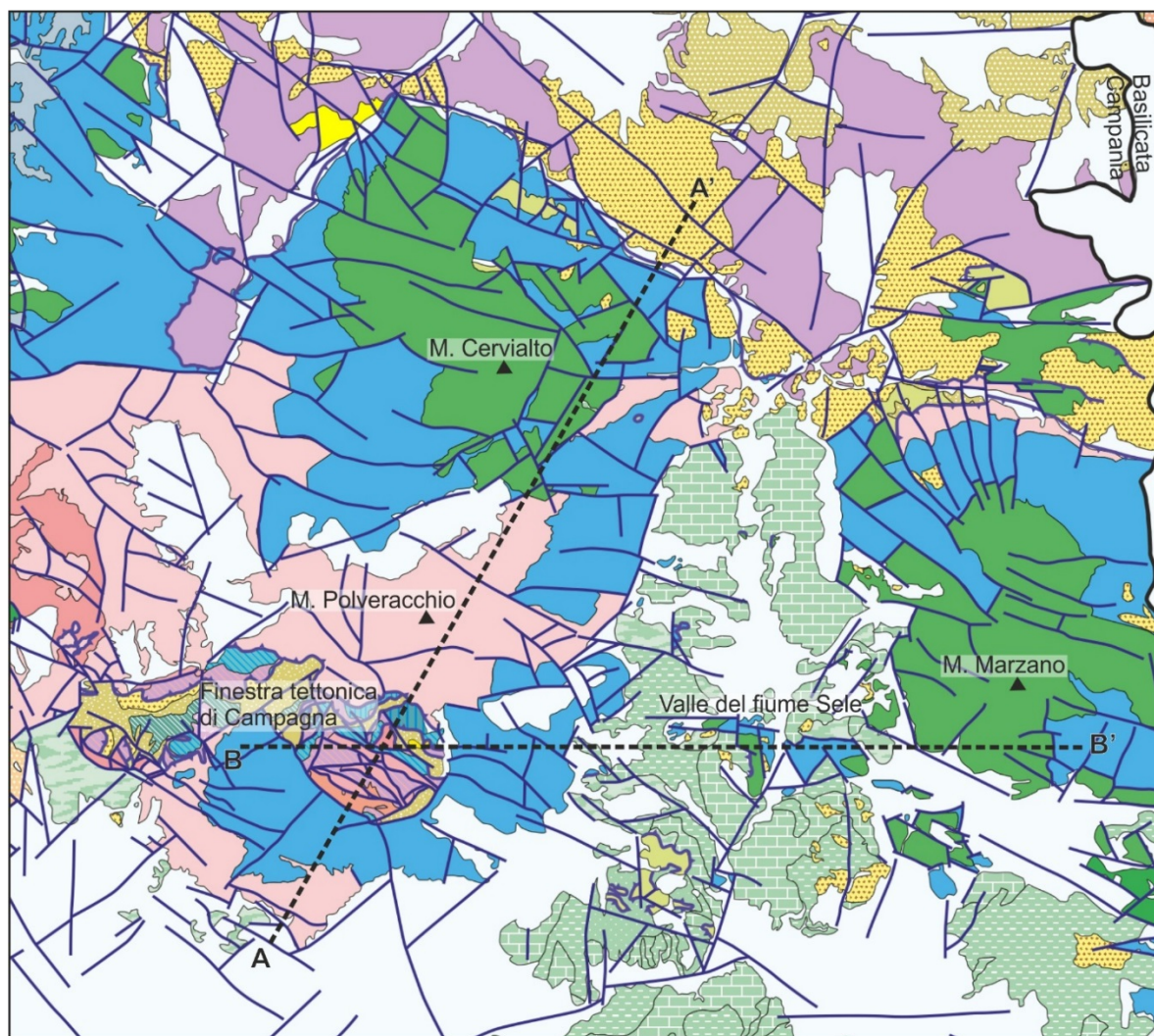


Fig. 4.1.1 Stralcio della Carta Geologica della Campania in scala 1:250000 (Vitale & Ciarcia, 2018) raffigurante la porzione orientale dei Picentini e del Monte Marzano, con le tracce delle sezioni in Fig. 3.1.2

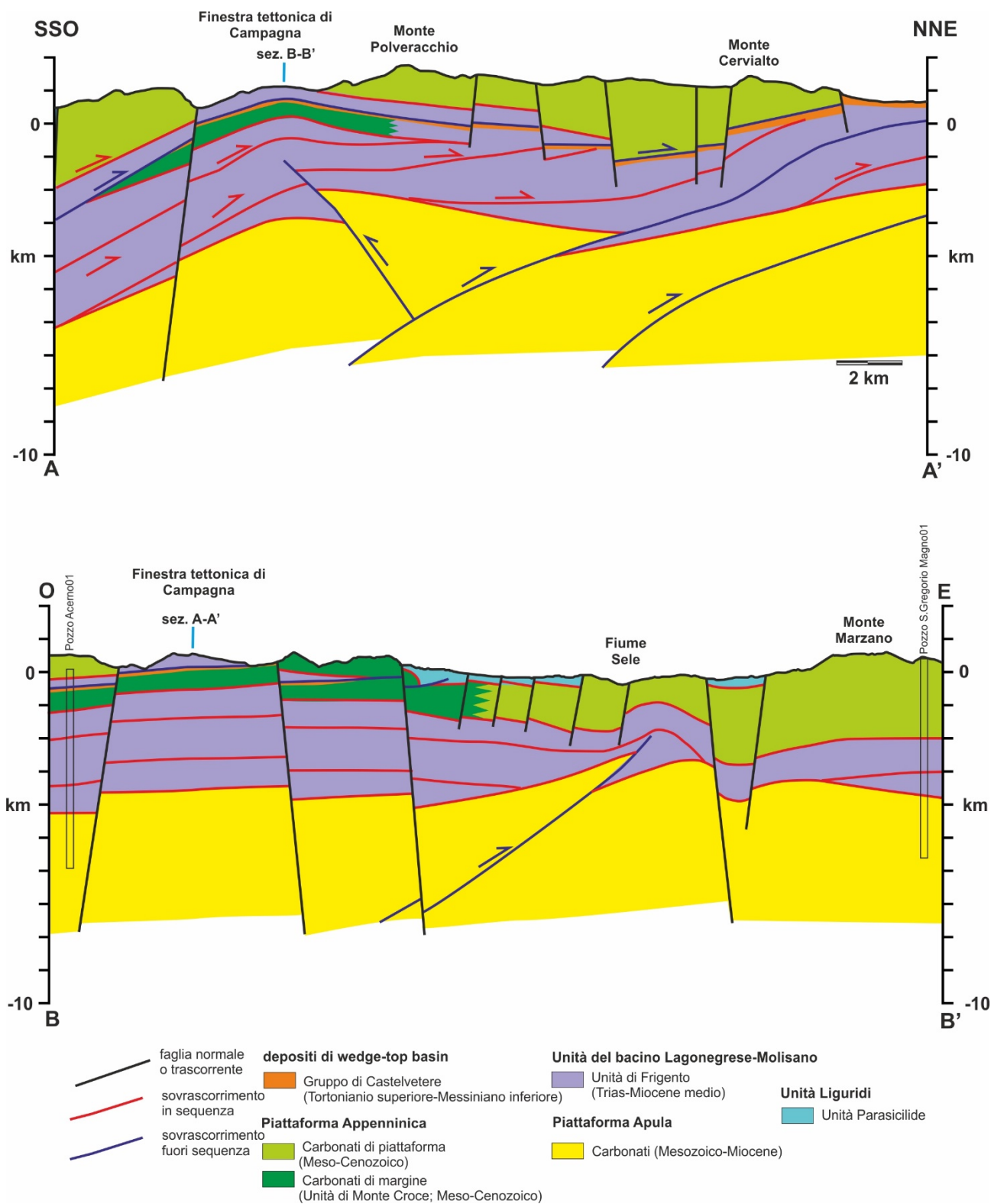


Fig. 4.1.2 Sezioni geologiche della struttura profonda dei monti Picentini con le diverse strutture raffigurate con colori diversi in funzione delle diverse fasi deformative (le tracce sono in Fig. 3.1.1).

4.2 Capri e Penisola Sorrentina

L'analisi strutturale alla mesoscala della deformazione associata ai *thrust* principali, affioranti a Punta del Capo nell'isola di Capri e nella parte SO della Penisola Sorrentina, suggerisce una direzione di trasporto tettonico compresa tra NNE e NNO. La presenza di piani di taglio sintetici di tipo Riedel, fratture, vene e stiloliti indicano una deformazione prevalentemente fragile avvenuta nei livelli di crosta superficiale. I *thrust* principali generalmente presentano una geometria *ramp-flat*, con rigetti stimati tra alcune centinaia di metri a più di 2 km. Il *thrust* principale dell'Isola di Capri coinvolge sicuramente i depositi di avanfossa del Serravalliano e probabilmente un conglomerato calcareo corrispondente alle **Brecce di Punta del Capo**, estesamente affioranti in Penisola Sorrentina, la cui età è Tortonian superiore-Messiniano inferiore. Analogamente nel settore occidentale della Penisola Sorrentina i depositi di bacino di *wedge-top* del Miocene superiore sono collocati nel *footwall* di sovrascorrimenti vergenti a nord. In accordo con la loro prossimità geografica, la direzione di trasporto tettonico e lo stile deformativo, i *thrust* dell'Isola di Capri e della Penisola Sorrentina occidentale possono essere interpretati come parte di un unico sistema di *thrust*, sviluppatosi in uno stadio tettonico non più antico del tardo Miocene. La presenza di depositi di *thrust-top* discordanti della **Formazione delle Brecce di Punta del Capo**, coinvolti nell'evento di sovrascorrimento, suggerisce che queste strutture siano legate ad un unico sistema di *thrust* fuori-sequenza con una vergenza prevalente a N.

Nell'area della Penisola Sorrentina orientale (M. Cervigliano e Positano) sono presenti *thrust* sia all'interno dei carbonati sia come sovrascorrimenti che coinvolgono i depositi di avanfossa delle Arenarie di Deserto. In base alle vergenze verso NO, le strutture compressive possono essere associate alla stessa fase fuori-sequenza di *thrusting* che ha interessato la parte occidentale della Penisola Sorrentina e l'Isola di Capri.

4.3 Monti di Avella e Caserta

Gli affioramenti analizzati di Lauro, Monteforte e Montevergine nei Monti di Avella sono caratterizzati da sovrascorrimenti che sovrappongono i calcari cretacici (Lauro) o i calcari giurassici (Montevergine) sui depositi del **Gruppo di Castelvete**, oppure da pieghe e *thrust* secondari sia a letto che a tetto dei *thrust* principali. In tutte le località si osserva la sovrapposizione tra due raccorciamenti: ca. E-O e ca. N-S. Nell'area di Lauro-Monteforte i depositi miocenici sono caratterizzati da conglomerati calcarei, arenarie, lenti argillitiche e pacchi di strati riferibili alla **Formazione di Trentinara**. Quest'ultima affiora a sud della Valle del Fiume Sele, quindi nella parte meridionale della Campania. Grazie a questo lavoro è stato riportato un piccolo affioramento di tali rocce al di sopra dei calcari cretacici nella zona di Monteforte. Questa evidenza è coerente con la grande quantità di clasti della **Formazione di Trentinara** nel deposito di *wedge-top* miocenico. È da notare come anche le sacche argillitiche residuali siano molto simili a quelle affioranti al di sopra della **Formazione di Trentinara** nell'area dei Monti Soprano e Sottano, quindi non si può escludere che anche nei Monti di Avella potessero essere presenti questi terreni lateritici, successivamente smantellati durante la formazione del bacino del **Gruppo di Castelvete** nel Tortoniano superiore.

Analogamente nei Monti di Caserta i carbonati mesozoici sono ricoperti da terreni della **Formazione di Caiazzo**. Anche qui si osservano strutture come pieghe e *thrust* caratterizzate da due direzioni di raccorciamento simili alle precedenti aree. Nel settore di Limatola i depositi della **Formazione di Caiazzo** suturano faglie estensionali suggerendo, così come osservato in altre aree, che la messa in posto di tali terreni sia avvenuta in un regime

estensionale. Nell'area di Sant'Angelo in Formis si possono osservare come alcune di queste strutture estensionali siano state successivamente invertite come *thrust*.

4.5 M. Massico

Questo studio ha permesso di gettare nuova luce sull'assetto geologico del Monte Massico che, così come messo in evidenza nei capitoli precedenti, era fino ad oggi ancora poco definito, anche in virtù del fatto che l'area non ricade nella parte realizzata del nuovo progetto cartografico a scala 1:50.000 dell'ISPRA e che quindi la cartografia più recente risale agli anni 70.

Il rilevamento geologico ha consentito di ricostruire meglio sia la stratigrafia del substrato meso-cenozoico, sia l'architettura sedimentaria del deposito di *wedge-top* sovrastante. In particolare questo studio ha messo in evidenza una variazione laterale della successione cenozoica dei carbonati che formano la dorsale del M. Massico, denominata **unità Monte Coste a Sole**. Infatti, la base dell'**unità Monte Coste a Sole** mostra strette analogie con la **Formazione di Cusano** del Burdigaliano-Langhiano, essendo caratterizzata da calciruditi con frammenti bioclastici incluse alghe calcaree (*Rhodophyceae – Lithothamnium*), *Bryozoa* e *Ostreidae*. Questi livelli passano verso l'alto a (i) calcari con selce e calcari marnosi con tracce fossili tipiche di ichnofacies di carbonati di mare basso, come i *Thalassinoides*, dominati da tane di crostacei e (ii) arenarie, corrispondenti rispettivamente alla **Formazione di Longano** del Serravalliano-Tortoniano inferiore e alla **Formazione di Pietraroja** del Tortoniano medio. L'**unità di Monte Coste a Sole** è quindi una variazione laterale delle formazioni precedentemente menzionate, caratterizzate da una facies deposizionale definita da ambienti da zona di scarpata a bacino. In accordo con questa analogia, l'età dell'**unità di Monte Coste a Sole** ricade nell'intervallo Burdigaliano-Tortoniano medio. La **Formazione di**

Caiazzo, che ricopre la pila sedimentaria appena descritta, è stata recentemente inclusa nel **Gruppo di Castelvete** (Vitale e Ciarcia, 2018). Questo deposito si è sedimentato nel bacino di *wedge-top* più ampio dell'Appennino meridionale, caratterizzato da arenarie e conglomerati cristallini con alla base conglomerati calcarei, olistoliti e lenti di successioni di bacino profondo dell'unità Liguride (generalmente argille varicolori).

Come sottolineato nei precedenti capitoli, la struttura generale dell'area di studio è caratterizzata da un sistema di *thrust* principale che porta la sovrapposizione dell'**unità Monte Coste a Sole** sulla **Formazione di Caiazzo**. L'analisi del contenuto del nannoplankton della base della **Formazione di Caiazzo** indica un'età del Miocene superiore per tutti i campioni fossiliferi, anche se affetti da intenso rimaneggiamento. Tuttavia, per la presenza di taxa come *Discoaster bouweri*, *D. variabilis*, *D. surculus*, *Helicosphaera wallichii* e *Sphenolithus abies* il deposito è da considerare non più antico del Tortoniano superiore. In particolare, considerando la presenza del marker *D. surculus* nella parte bassa della zona nannofossilifera NN11 di Martini (1971), corrispondente a CN9A di Okada & Burky (1980) o CNM16 di Backman et al. (2012), si può stabilire che la base della **Formazione di Caiazzo** è non più antica del Tortoniano superiore.

Per quanto riguarda la porzione superiore di questa formazione, la difficoltà di campionare i livelli marnosi e calcareo marnosi in posto nella parte alta e la bassa risoluzione biostratigrafica dovuta all'intenso rimaneggiamento dei campioni rende impossibile la definizione dell'età di ultima comparsa. Tuttavia, in analogia con i corrispondenti depositi di bacino di *wedge-top* della **Formazione di Castelvete** (Pescatore et al., 1970; Bonardi et al., 2009; Vitale and Ciarcia, 2013), la parte alta della **Formazione di Caiazzo** è datata al

Messiniano inferiore. In accordo con quest'età, il sistema principale di *thrust* si è dunque sviluppato dopo l'intervallo del Messiniano inferiore.

Il rilevamento strutturale ha permesso di ricostruire l'assetto tettonico dell'area. Questo è caratterizzato dalla sovrapposizione di due sistemi di *thrust*. Il primo è formato da un *thrust* principale e *thrust* ad alto angolo secondari che lo tagliano. Tali strutture indicano un raccorciamento NE-SO/E-O come è evidente dalle strutture alla meso-scala come strutture SC e pieghe. Al contrario il secondo sistema di *thrust*, è caratterizzato solo da *thrust* prevalentemente di rampa, ben rappresentato dalla faglia nella cava di San Mauro, e indica un raccorciamento N-S. Quindi l'intera architettura tettonica consiste nella sovrapposizione di due sistemi di *thrust*, caratterizzati da vergenze differenti. Le relazioni di sovrapposizione tra le due fasi di sovrascorrimento indicano che il raccorciamento N-S è più giovane.

Il primo sistema di *thrust*, definito da un *thrust* principale circa parallelo alla stratificazione e *thrust* ad alto angolo successivi associati, può essere interpretato nel suo complesso come un *breached duplex* (*sensu* McClay, 1991) nel quale *thrust* secondari fuori sequenza tagliano il *thrust* principale a basso angolo.

La deformazione alla meso-scala a letto dei *thrust* è dominata da pieghe e strutture S-C, tuttavia, la deformazione è anche registrata nei conglomerati di marmo sotto forma di appiattimento come conseguenza di processi di pressione-dissoluzione. Tutti i *thrust* e le pieghe analizzate deformano il deposito di bacino di *wedge-top* della **Formazione di Caiazzo**, ne consegue che devono essere considerate strutture fuori sequenza, caratterizzate da un primo raccorciamento E-O e un seguente raccorciamento N-S.

Il detrito di marmo, incluse le masse decametriche di Marmo Cipollino, i blocchi e i conglomerati, è l'unico esempio della presenza di queste rocce metamorfiche nei depositi di

bacino di *wedge-top* del Miocene superiore in Appennino meridionale (Vitale e Ciarcia, 2018). Le osservazioni al microscopio ottico indicano che il Marmo Cipollino mostra una tessitura eterogenea, da un classico fabric granoblastico poligonale con grandi cristalli di calcite a bordi rettificati e giunzioni triple a debole ricristallizzazione e minore dimensione dei cristalli, il che suggerisce una ricristallizzazione statica eterogenea. D'altro canto, i clasti della breccia di marmo sono caratterizzati da grandi cristalli con bordi ameboidi che indicano una ricristallizzazione dinamica probabilmente successiva. Inoltre tenendo conto che il Marmo Cipollino, alla meso-scala, è piegato e fagliato, si può affermare che queste rocce hanno subito una storia deformativa e metamorfica complessa. Di Girolamo et al. (2000) mostrano che questi marmi si sono formati in condizioni di metamorfismo da medio e medio-alto grado per la presenza di minerali di diopside, talco e tremolite. Il diopside è stato trovato nel Marmo Cipollino, mentre gli altri minerali sono stati osservati nei clasti di marmo all'interno dei conglomerati. Inoltre gli autori trovano anche pomice e ossidiana nella matrice dei conglomerati di marmo interpretate come litici vulcanici sin-orogenici del Miocene. Marmi analoghi sono presenti nel basamento varisco della Sardegna (Kastens et al., 1987; Sartori et al., 1987) e Calabria (Shenck, 1990). Clasti di marmo sono stati trovati anche nel Mar Tirreno (Site 654; ODP Project, Sartori et al., 1990) all'interno di un deposito clastico di età Tortonian superiore(?)- Messiniano inferiore(?) che potrebbe essere equivalente della **Formazione di Caiazzo**. In accordo con diversi studi (e.g. Patacca and Scandone, 2007; Handy et al., 2010; Carminati et al., 2012; Vitale and Ciarcia, 2013), è possibile immaginare che durante il Miocene superiore (Fig. 4.5.1), il segmento orogenico attualmente esposto in Calabria, considerato un frammento della placca europea (e.g. Dewey et al., 1989) o una microplacca (Calabria-Peloritani Terrane; Bonardi et al., 2001), fosse situata nelle vicinanze del cuneo orogenico in formazione che avrebbe poi costituito

l'Appennino meridionale. In questo periodo si formarono molti bacini grandi decine di chilometri in cima al prisma alloctono dove si accumulavano i depositi del **Gruppo di Castelvete** (inclusa la **Formazione di Caiazzo**, Vitale e Ciarcia, 2018). Questo bacino è stato alimentato sia da materiale calcareo che silicoclastico, inclusi blocchi di rocce di crosta continentale come granitoidi, gneiss e rare rocce felsiche (e.g. Critelli, 1991; 2018). Nell'intera successione sin-orogena sono presenti litici vulcanici con composizione dacitica, riordacitica e riolitica (Critelli and Le Pera, 1994). Nella parte inferiore sono inclusi clasti e olistostomi di **unità Liguridi**. In questo scenario, la **Formazione di Caiazzo**, affiorante nel settore occidentale del M. Massico, rappresenta la variazione locale di questa successione sedimentaria clastica, formata alla base da un assemblaggio caotico, che include detrito di rocce plutoniche, calcari, marmi e rocce di bacino profondo (dalle **unità Liguridi**) che evolve verso l'alto a una successione prevalentemente arenacea. Nel modello paleogeografico proposto, durante il Burdigaliano medio (Fig. 4.5.1), il M. Massico era situato nel settore settentrionale del dominio della Piattaforma Appenninica. In quel momento il fronte orogenico stava migrando verso Est, raschiando via le coperture del Bacino Ligure (Vitale et al., 2013). Successivamente, nel Tortonian superiore (Fig. 4.5.1), si forma il bacino di *wedge-top* del **Gruppo di Castelvete**. Questo venne alimentato da (i) detrito calcareo e di bacino profondo della Piattaforma Appenninica e della falda Ligure, rispettivamente, entrambi formanti il cuneo alloctono; (ii) rocce plutoniche e metamorfiche (incluso il detrito di marmo) provenienti dal CPT (Critelli, 2018 *cum biblio*) e infine (iii) litici vulcanici sin-orogenici, prevalentemente di composizione felsica (e.g. Critelli e Le Pera, 1994), originati da sorgenti situate nell'arco vulcanico del Tirreno centrale (Argnani & Gamberi, 1995; Serri et al., 2001).

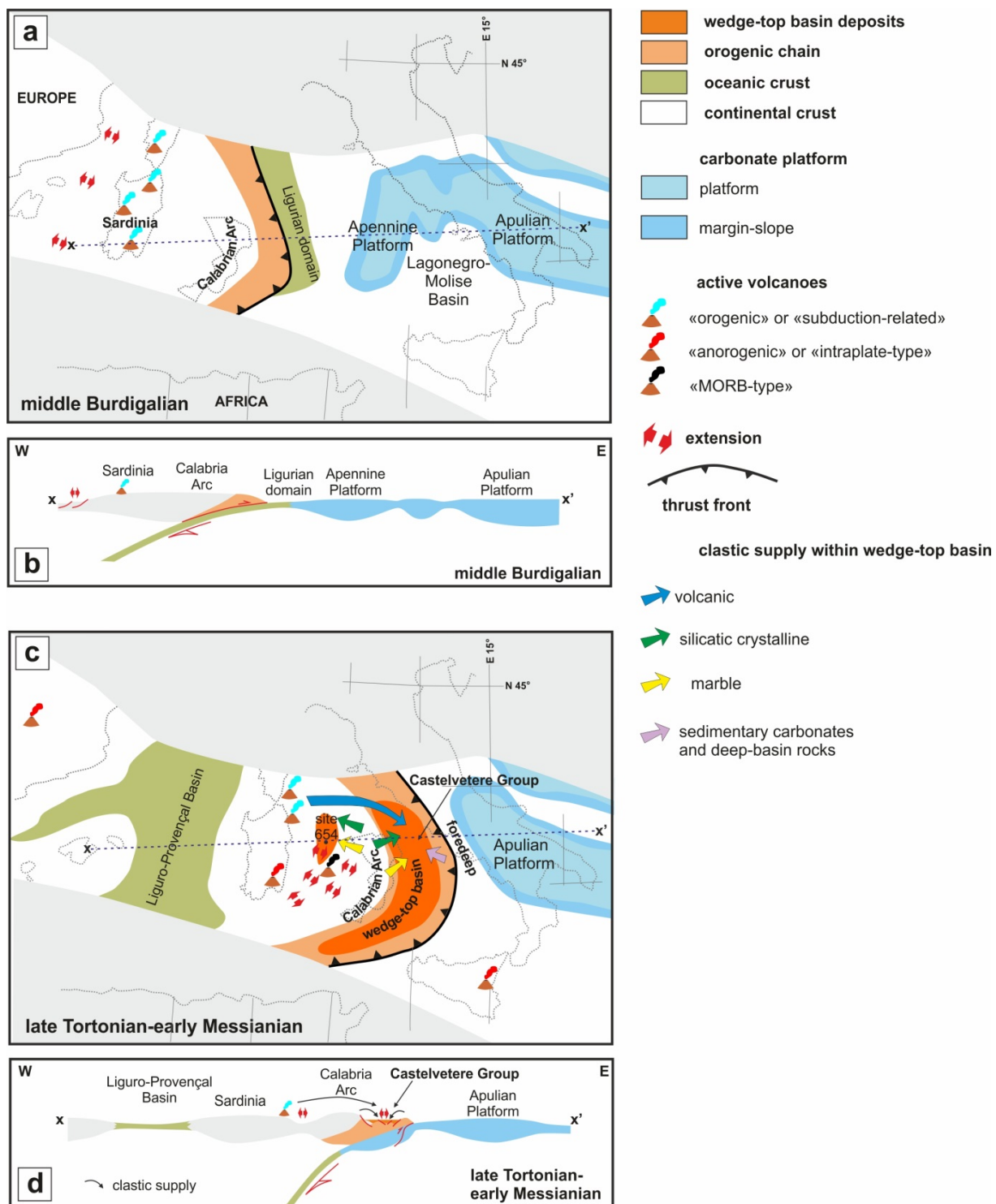


Fig. 4.5.1 Schema paleogeografico e dell'avanzamento del fronte nel Burdigaliano medio (a-b) e nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (c-d).

4.6 *Thrust in-sequenza e fuori-sequenza dell'Appennino meridionale in Campania*

Tenendo conto delle varie ricostruzioni degli assetti tettonici e deformativi nelle aree prese in considerazione, è stato possibile ricostruire l'evoluzione deformativa miocenica dell'Appennino campano. Affioramenti dove è possibile osservare i sovrascorrimenti in-sequenza responsabili dell'impilamento dei principali complessi cinematici, generalmente caratterizzati da faglie dominate da *flat* e quindi associati ad una tettonica di tipo pellicolare (*thin-skinned*), sono estremamente rari. I sovrascorrimenti tra le **unità Liguridi** e le unità della Piattaforma Appenninica sono difficili da osservare a causa della natura poco competente dei depositi bacinali profondi che non preservano gli indicatori cinematici associati al sovrascorrimento. I *thrust* tra i carbonati della Piattaforma Appenninica e i terreni lagonegresi sono presenti esclusivamente nelle finestre tettoniche di Giffoni e Campagna. In particolare gli affioramenti migliori si osservano a Giffoni Sei Casali e Giffoni Valle Piana (Paragrafo 3.2.1), dove le dolomie triassiche sovrascorrono sugli Scisti Silicei. Gli indicatori cinematici indicano un trasporto tettonico verso est. Più diffuse sono le strutture secondarie come *thrust* minori e pieghe associate. Queste si osservano sia nel *footwall* (**Scisti Silicei e Calcari con Selce**) sia nell'*hanging wall* (carbonati Meso-Cenozoici della Piattaforma Appenninica). Sicuramente gli affioramenti migliori dove osservare queste strutture secondarie sono presenti ancora nelle finestre tettoniche sopracitate. A Giffoni Sei Casali *thrust* e pieghe associati a questa fase iniziale (fase D1) sono presenti nella successione lagonegrese mentre a Salitto sono osservabili nella successione dell'unità di Monte Croce. In queste due località queste strutture sono chiaramente associate alla fase D1 perché dissecate da faglie estensionali (fase D2) e deformate da pieghe e sovrascorrimenti delle successive fasi contrazionali (D3 e D4).

Esempi di strutture estensionali comprese tra due eventi compressivi sono osservabili in numerose località. Al Monte Massico, dicchi di arenarie della **Formazione di Caiazzo** sono presenti nei termini Cenozoici della successione carbonatica, successivamente piegati. A Limatola, faglie normali sono sigillate dai depositi della **Formazione di Caiazzo** posti a letto di *thrust* fuori sequenza. Nei Monti Tifatini (Sant'Angelo in Formis) ci sono evidenze di faglie normali suturate dalle Arenarie di Caiazzo successivamente invertite come *thrust*. A Laviano, faglie normali che bordano graben riempiti dai depositi della **Formazione di Castelvete** sono dissecate da piccoli sovrascorrimenti. Nella finestra tettonica di Giffoni Sei Casali, superfici di *thrust* sono dissecate da faglie normali coniugate, successivamente basculate. Nella finestra tettonica di Campagna, pieghe e *thrust* della prima fase sono dissecati da faglie estensionali successivamente basculate. Tutte queste evidenze suggeriscono che la fase estensionale sia da mettere in stretta relazione con la deposizione dei depositi clastici del **Gruppo di Castelvete**. Come ricostruito nella Fig. 3.1.3, nel Tortoniano superiore, il cuneo d'accrezione sovrappeso è stato interessato da estensione che ha prodotto la formazione di un bacino di *wedge-top*. Per la diffusione di tali depositi, il bacino doveva avere dimensioni delle centinaia di chilometri visto che si estendeva dalla Campania settentrionale (**Formazione di Caiazzo**), Daunia e Fortore (**Formazione di San Bartolomeo**), attraverso un settore centrale (**Formazione di Castelvete**) e meridionale (**Formazioni di Monte Sierio e Monte Croce**), fino all'estremo sud con le **Formazioni del Gorgoglione** e di **Oriolo** in Basilicata (Vitale et al., 2013). Negli ultimi tempi, l'estensione è stata ipotizzata anche per la formazione dei bacini di *wedge-top* del **Gruppo del Cilento** di età Burdigaliano terminale-Tortoniano inferiore e di **Monte Sacro** di età Tortoniano superiore appartenente al **Gruppo di Castelvete** (Figs. 4.6.1, 4.6.2; Vitale et al., 2011; 2013). Recenti studi sulla riflettanza della vetrinite nei sedimenti del **Gruppo del Cilento** e della **Formazione di Monte Sacro**

(Corrado et al., 2018), stabiliscono che i tassi di sedimentazione sono coerenti con lo sviluppo di un bacino estensionale.

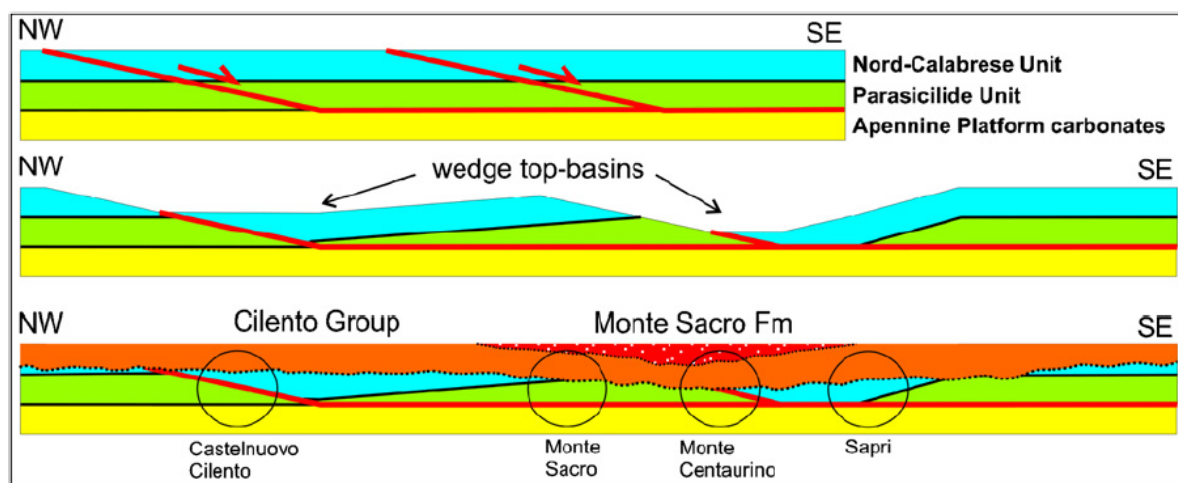


Fig. 4.6.1 Modello geometrico per la formazione dei bacini di wedge-top del **Gruppo del Cilento** e di Monte Sacro (da Vitale et al., 2011).

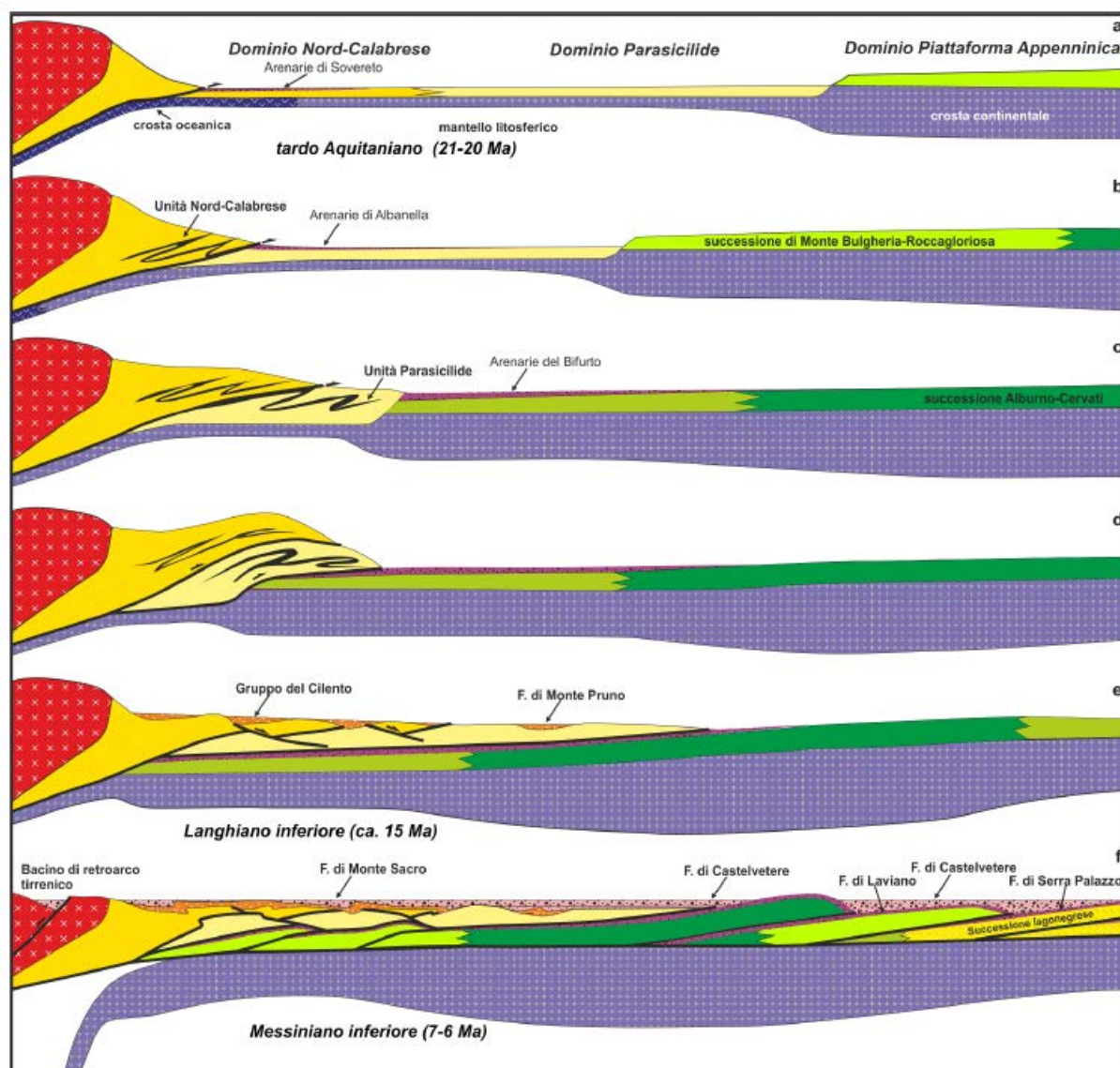


Fig. 4.6.2 Modello tettonico per la formazione dei bacini di wedge-top del **Gruppo del Cilento**, Monte Sacro e della **Formazione di Castelvete** (da Vitale et al., 2013).

Contrariamente ai *thrust* in-sequenza, le strutture fuori-sequenza sono molto più diffuse e rappresentano la “norma” della deformazione compressionale di questo segmento di catena. Esempi di queste strutture si osservano in tutte le aree analizzate, dal Monte Massico a nord, ai monti di Caserta, Avella, Monti Picentini fino a sud nel Cilento. Numerosi sono gli affioramenti dove si osservano due raccorciamenti che deformano i depositi del **Gruppo di Castelvete** come al Monte Massico, Monti di Avella e Caserta e finestra

tettonica di Campagna. In base alla sovrapposizione tra le strutture deformative, la prima fase fuori-sequenza (fase D3) indica un raccorciamento circa E-O, mentre la successiva (fase D4) indica un raccorciamento circa N-S. Nelle restanti località (Isola di Capri, Penisola Sorrentina e Laviano) le strutture compressive presenti sono associate all'ultima fase di raccorciamento. Nella maggior parte degli affioramenti le vergenze dominanti, rispettivamente per le fasi D3 e D4, sono verso E e N. Tuttavia in alcune località come Acerno, Limatola e Sant'Angelo in Formis c'è una predominanza di strutture D4 vergenti a S e interpretate come strutture tardive retrovergenti associate al *thrust* principale vergente a N. Quest'ultima evidenza suggerisce che le finestre tettoniche di Giffoni e Campagna si siano formate a causa dell'enucleazione di *back-thrust* sud-vergenti e quindi rappresenterebbero l'emersione di antiformali con assi circa E-O (Fig. 4.6.3). È possibile ipotizzare che questo *thrusting* fuori-sequenza sia responsabile dell'*uplift* dell'intero settore dei Monti Picentini-Monti Lattari con l'esposizione dei termini più antichi della Piattaforma Appenninica (carbonati del Norico-Sinemuriano in Fig. 4.6.3). D'altronde l'altra esposizione di rocce triassiche è presente a Laviano sempre associata alla formazione di *thrust* fuori-sequenza.

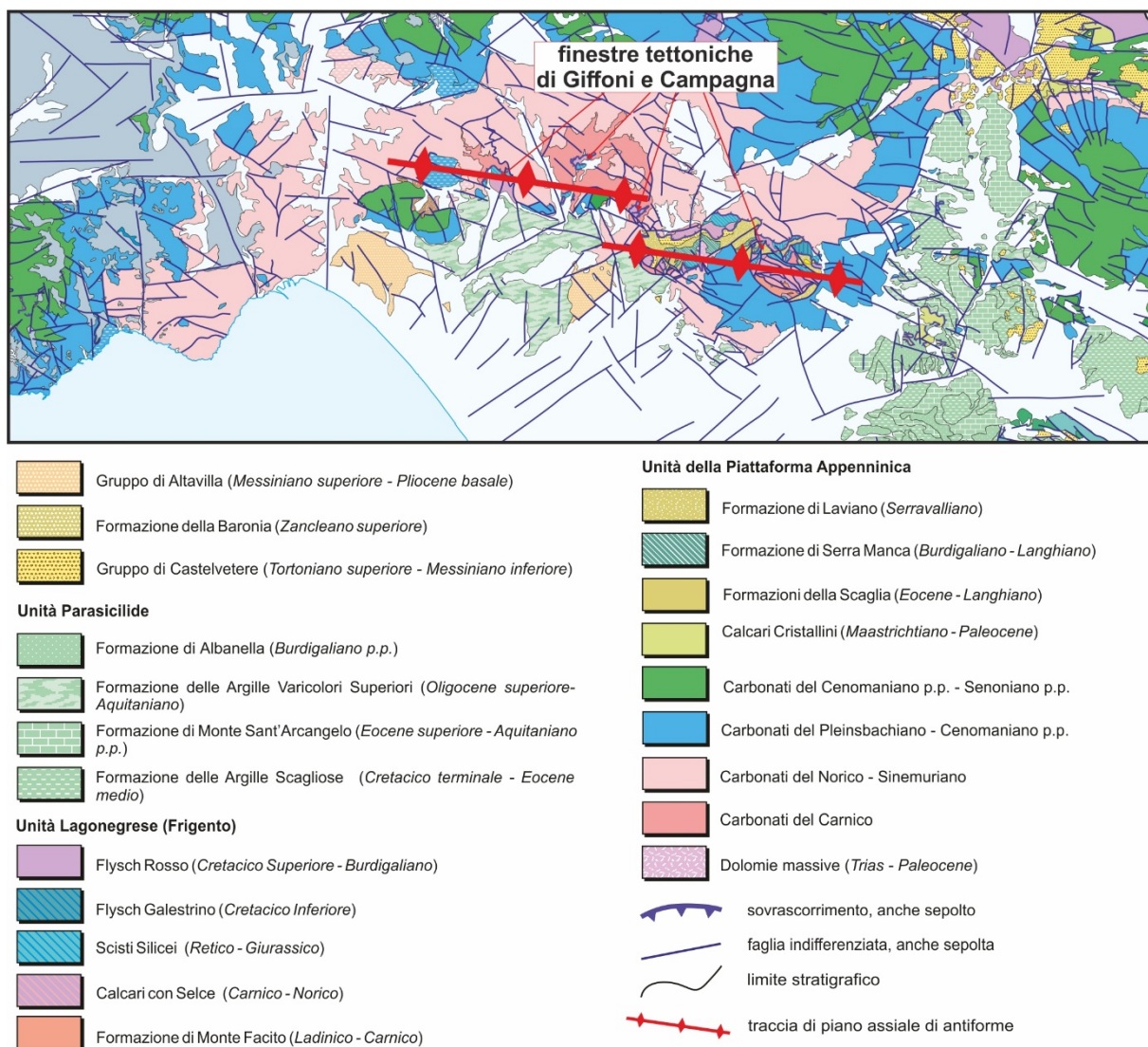


Fig. 4.6.3 Stralcio della Carta Geologica della Campania in scala 1:250000 (Vitale & Ciarcia, 2018) raffigurante la porzione dei Monti Lattari e Picentini dove affiorano i terreni di età triassica con rappresentate le tracce assiali delle anticlinali a scala regionale che hanno prodotto l'emersione dei termini più profondi della piattaforma carbonatica e delle finestre tettoniche.

Questi *thrust* fuori-sequenza sono riportati anche in altri settori dell'Appennino centrale e meridionale (Fig. 4.6.4), inclusi: (1) Monti Ausoni-Aurunci, dove questi *thrust* deformano rocce tortoniano-messiniane (Formazione delle Argille Caotiche, Cerisola & Montone, 1992) con un prevalente trasporto tettonico verso NO; (2) i monti Lepini-Simbruini dove strutture fuori sequenza, che coinvolgono depositi di bacino di *wedge-top* del Messiniano-Pliocene, indicano una direzione di raccorciamento NNE-SSO (Sani et al., 2004); (3) l'area del Molise e Monte Matese settentrionale dove molti autori (Naso et al., 1995; Scrocca et al., 1995; De Corso et al., 1998) descrivono *thrust* verso N, sovrapposti sulle precedenti strutture vergenti

a E, interpretate come legate a una propagazione fuori sequenza del Messiniano-Pliocene inferiore; (4) il Monte Bulgheria (Cilento) e i Monti di Lauria (confine calabro-lucano) dove *thrust* con trasporto tettonico a N/NNO e pieghe associate sovrappongono i carbonati sulle successioni bacinali del complesso di accrezione ligure (ISPRA, 2018). Tutti i trasporti tettonici principali, ricostruiti in questo lavoro e da quanto disponibile nella letteratura geologica, sono mostrati in Fig. 4.6.4, includendo anche le direzioni di trasporto tettonico ottenute dai depositi di bacino di *wedge-top* deformati come il **Gruppo del Cilento** affioranti tra la regione Campania e la Basilicata (Vitale et al., 2013).

Molti studi paleomagnetici realizzati nell'Appennino centrale e meridionale (Mattei et al., 1993, 1995; Speranza et al., 1998) evidenziano sia rotazioni orarie che antiorarie in molti settori dell'orogene. Rotazioni per più di 35°, dedotte da sedimenti del Miocene superiore, sono state interpretate come legate a l'attività di faglie trascorrenti post-mioceniche (Mattei et al., 1993, 1995; Speranza et al., 1998) e/o eventi di sovrascorrimento fuori sequenza (Mattei et al., 1995). Molti dei *thrust* riportati in Fig. 4.6.4 sono strutture molto estese e diffuse nell'intera catena orogenica, caratterizzate da un consistente trasporto tettonico verso N. Inoltre in molti luoghi i *thrust* nord-vergenti si sovrappongono a *thrust* vergenti a est, come descritto nelle aree del Monte Massico, Monti di Avella e finestra tettonica di Campagna e in altre località non oggetto del presente studio, come ad esempio nei Monti del Taburno e Camposauro (Note illustrative del Foglio "Caserta Est"; ISPRA, 2018) e nell'area di Venafrò-Matese-Frosolone (Note illustrative del Foglio "Campobasso"; ISPRA 2018; Scrocca & Tozzi, 1999). Rotazioni locali dei blocchi, legate all'attività trascorrente, potrebbero probabilmente aver prodotto piccole dispersioni delle originali direzioni di trasporto tettonico N-S e E-O. Tuttavia la diffusione sull'intera catena, l'estensione chilometrica e la costanza delle direzioni orogeniche suggeriscono che i *thrust* fuori-

sequenza siano da collegare a fasi di raccorciamento regionali, piuttosto che a eventi locali o rotazioni orarie ed antiorarie associate a faglie trascorrenti più recenti. Le vergenze verso nord potrebbero essere associate a rampe laterali, con direzione E-O, di thrust principali vergenti a est, così come ipotizzato per i sovrascorrimenti attualmente osservabili nei carbonati apuli sepolti (Fig. 4.6.4; Nicolai e Gambini, 2007)

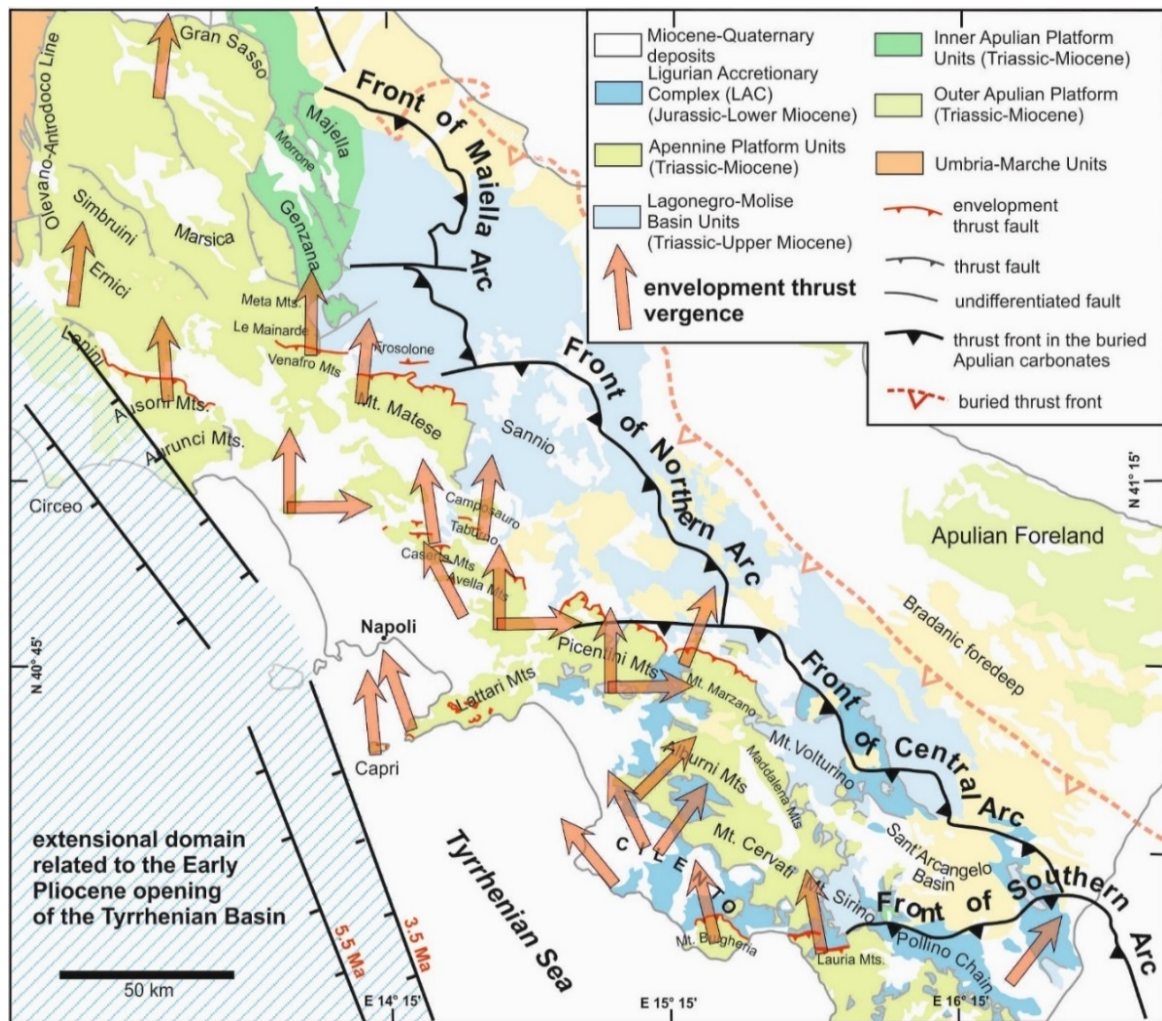


Fig. 4.6.4 localizzazione dei thrust, analizzati nel presente studio e da letteratura, in Appennino meridionale e relative vergenze. La figura mostra anche i sovrascorrimenti nei carbonati apuli sepolti (da Nicolai & Gambini, 2007).

Per quanto riguarda l'età di questi eventi fuori-sequenza, come precedentemente discusso, è successiva alla messa in posto dei depositi di *wedge-top* del **Gruppo di Castelvetro**, ovvero più giovani del Messiniano inferiore. L'unica datazione assoluta che può essere messa in relazione con l'attività di queste strutture è fornita dall'età delle tracce di fissione dell'apatite di campioni di arenarie prelevati nella finestra tettonica di Campagna nel deposito alto-miocenico (Mazzoli et al., 2008). Tali età indicano un impulso a 5.2 ± 0.9 Ma ovvero Messiniano inferiore/Pliocene inferiore in buon accordo con le età relative ipotizzate su base stratigrafico-paleontologica. Bisogna sottolineare che, sebbene la risalita delle rocce più profonde sia avvenuta attraverso *thrust* fuori-sequenza, l'esumazione è stata permessa grazie alla formazione di faglie a basso angolo (LANF; Pappone e Ferranti, 1995; Ferranti et al., 1996) che hanno tettonicamente delaminato l'*hanging wall* (Corrado et al., 2005; Mazzoli et al., 2006, 2008). Queste faglie normali sono ampiamente riportate nell'area di Giffoni così come descritto nel paragrafo 2.2.1. Mazzoli et al. (2008) suggeriscono che queste faglie terminino sul *detachment* principale alla base dell'alloctono (Fig. 4.6.5).

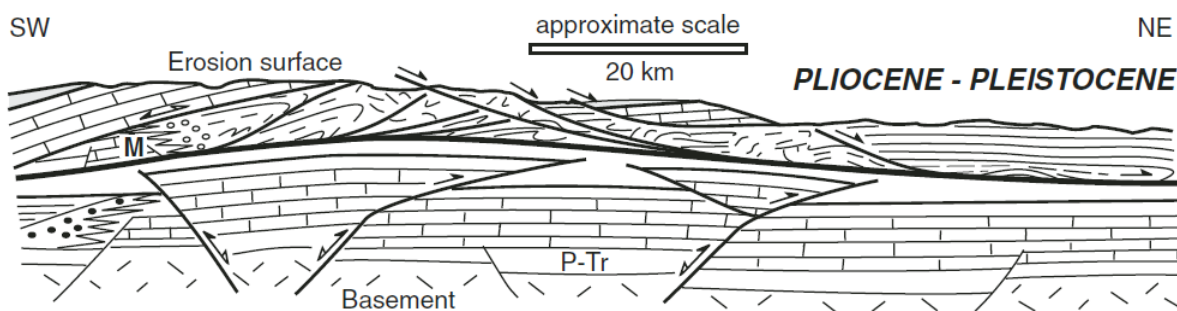


Fig. 4.6.5. Schema mostrante la formazione di pop-up nei carbonati sepolti della piattaforma Apula e la contemporanea formazione di faglie a basso angolo (LANF) nell'alloctono sovrastante (da Mazzoli et al., 2008).

In accordo con Vitale et al. (2017a) questi *thrust* fuori-sequenza sono probabilmente l'emersione superficiale di strutture profonde. L'origine di tali strutture è da ricercare nella riattivazione plio-pleistocenica di faglie normali preesistenti localizzate nel basamento

permo-triassico (Shiner et al., 2004; Mazzoli et al., 2008; Vitale et al., 2017a). Queste faglie invertite poste in profondità sono caratterizzate da una prevalenza di rampe la cui emersione deformerebbe il cuneo orogenico già formato, per cui appaiono come strutture fuori-sequenza. Più correttamente queste strutture sono *envelopment thrusts* (Fig. 4.6.6; Bally et al., 1966; Ghisetti et al., 1993) ovvero *thrust* enucleati in livelli strutturali più profondi rispetto al *thrust* frontale della catena.

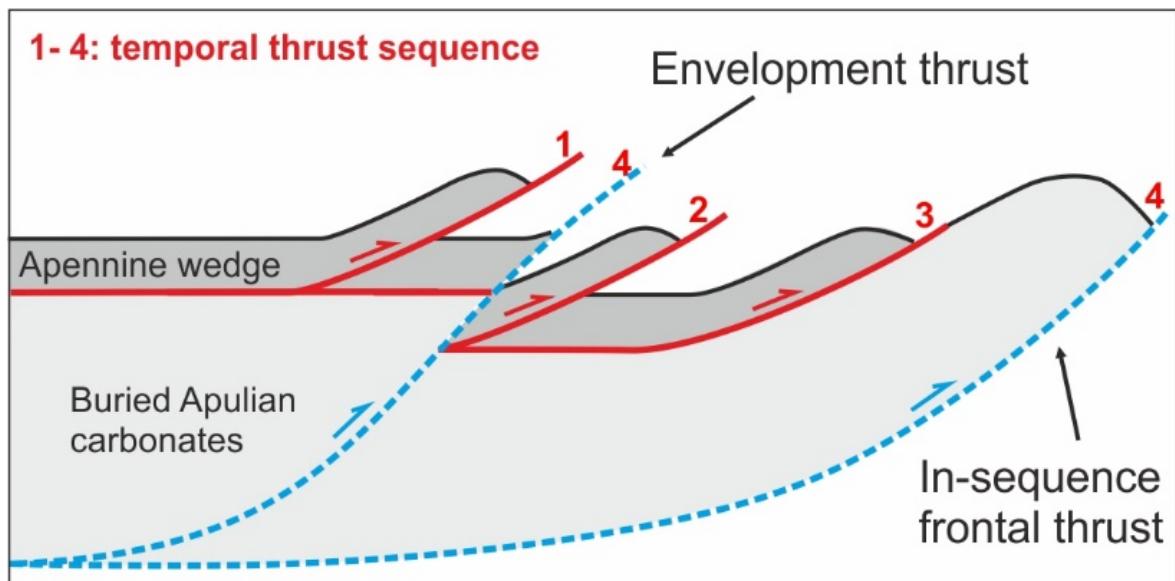


Fig. 4.6.6. Schema dell'evoluzione dei thrust in sequenza e fuori sequenza di involucro.

5. Conclusioni

Questo lavoro di tesi propone la ricostruzione dell'assetto strutturale di alcune aree chiave dell'Appennino meridionale nel territorio della Campania e un modello evolutivo della deformazione mio-pliocenica. Il lavoro è stato eseguito attraverso il rilevamento geologico-strutturale e l'analisi strutturale con particolare attenzione allo studio della cinematica dei sovrascorrimenti principali e secondari.

Il rilevamento geologico ha permesso di segnalare alcuni affioramenti non descritti in letteratura, importanti sia dal punto di vista stratigrafico che strutturale. In particolare è stato ricostruito l'assetto stratigrafico dell'area sud-occidentale del Monte Massico dove è stata riconosciuta una variazione laterale delle **Formazioni di Cusano, Longano e Pietraroja** con caratteristiche più distali (**unità di Monte Costa a Sole**). È stata ridefinita la stratigrafia della successione di bacino di wedge-top della **Formazione di Caiazzo** e sono stati descritti a diversa scala gli olistoliti e i conglomerati di marmo presenti nel deposito. Un altro affioramento molto interessante e non riportato nella cartografia ufficiale è situato nei pressi di Monteforte Irpino (Monti di Avella) dove affiora la **Formazione di Trentinara**, mai descritta precedentemente a nord dei Monti Alburni. L'analisi litologica dei componenti clastici del **Gruppo di Castelvetro** ha inoltre permesso di formulare alcune ipotesi sull'alimentazione di questo bacino di wedge-top nel Tortoniano superiore. In particolare il detrito calcareo e di bacino profondo sarebbe stato originato dall'erosione delle unità della Piattaforma Appenninica e della falda Ligure, rispettivamente, entrambi presenti nel cuneo alloctono; mentre quello costituito da rocce plutoniche e metamorfiche (incluso il detrito di marmo) proverrebbe dalla Calabria.

L'analisi strutturale e cinematica dei sovrascorrimenti e lo studio dei depositi posti a letto ha evidenziato la presenza di *thrust* fuori sequenza in tutte le aree rilevate caratterizzati da vergenze dominanti a est e a nord. Questi sovrascorrimenti deformano i depositi di *wedge-top* del **Gruppo di Castelvete**, la cui età è Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (da letteratura). Al fine di datare alcuni depositi come le Formazioni di Caiazzo (Monte Massico) e di Fontana Frigine (Finestra tettonica di Campagna) è stato analizzato il contenuto di nannoplancton, che in entrambi i casi ha confermato un'età coerente con la loro attribuzione al **Gruppo di Castelvete**.

È stato possibile vincolare queste vergenze riscontrate in diversi settori dell'area di studio a una medesima fase di *thrusting*, che ha interessato l'intera catena sud-appenninica. In base alle relazioni di sovrapposizione delle diverse strutture, è stata caratterizzata la successione degli eventi orogenici del Miocene-Pliocene inferiore, che comprendono: (i) una prima fase di strutturazione dell'orogene avvenuta mediante *thrust* in sequenza vergenti a E; (ii) una seconda fase di estensione alla quale è correlabile la deposizione dei depositi di *wedge-top* che costituiscono il **Gruppo di Castelvete**; (iii) fasi tardive di raccorciamento con strutture con vergenze ad E ed a N che coinvolgono l'intera pila tettonica, compresi i depositi di *wedge-top*, deformando fuori sequenza le porzioni interne della catena. Dallo studio delle relazioni di sovrapposizione è emerso che la fase caratterizzata da un raccorciamento N-S è successiva a quella E-O.

Uno degli esempi più rappresentativi di attività dei *thrust* fuori sequenza sono le finestre tettoniche di Giffoni e Campagna. Queste corrispondono all'emersione di antiformali con assi circa E-O formate a causa dell'attività di *back-thrust* sud-vergenti. Questo *thrusting* fuori-sequenza potrebbe essere responsabile dell'uplift dell'intero settore dei Monti Picentini-Monti Lattari con l'esposizione dei termini più antichi della Piattaforma Appenninica.

L'origine di questi thrust potrebbe essere messa in relazione con la riattivazione di strutture preesistenti poste nel basamento Permo-Triassico, che avrebbero creato *thrust* profondi la cui emersione nell'alloctono si manifesta come *thrust* fuori sequenza. Queste strutture sono da considerarsi come *envelopment thrust*, formati in livelli strutturali più profondi rispetto al thrust frontale della catena precedentemente formatosi. L'età del *thrusting* fuori sequenza, almeno nella zona analizzata (settore tirrenico) è più giovane del Messiniano inferiore come confermato dai dati termocronologici di letteratura che vincolano l'esumazione dei terreni coinvolti al passaggio Messiniano-Pliocene.

Bibliografia

- Aiello G, Barra D, Collina C, Piperno M, Guidi A, Stanislao C, Saracino M, Donadio C (2018) Geomorphological and paleoenvironmental evolution in the prehistoric framework of the coastland of Mondragone, southern Italy. *Quaternary International* <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.06.041>.
- Amato, A. (2000). Estimating Pleistocene tectonic uplift rates in the southeastern Apennines (Italy) from erosional land surfaces and marine terraces, in Slaymaker, O., ed., *Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change*: New York, John Wiley and Sons, p. 67–87.
- Amore, O., Bonardi, G., Ciampo, G., De Capoa, P., Perrone, V. & Sgroso, I. (1988). Relazioni tra “flysch interni” e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona e il problema dell’evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 285–299.
- Argnani A, Gamberi F (1995). Stili strutturali al fronte della catena appenninica nell’Adriatico centro-settentrionale. *Studi Geologici Camerti* 1995(1): 19-27.
- Ascione, A., Ciarcia, S., Di Donato, V., Mazzoli, S. & Vitale, S. (2012). The Pliocene–Quaternary wedge-top basins of southern Italy: an expression of propagating lateral slab tear beneath the Apennines. *Basin Research*, 24, 456–474.
- Backman J, Raffi I, Rio D, Fornaciari E, Pálke H (2012) Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy* 45:221-244.
- Bally, A.W., Gordy, P.L., Stewart, G.A. (1966) Structure, seismic data and orogenic evolution of the southern Canadian Rocky Mountains. *Bull Can Pet Geol* 14:337-381.
- Barchi, M. Amato, A. Cippitelli, G. Merlini, S. Montone, P. 2007. Extensional tectonics and seismicity in the axial zone of the Southern Apennines. *Bollettino della Società Geologica Italiana, Speciale*, 7, 47–56.

- Basso, C., Ciampo, G., Ciarcia, S., Di Nocera, S., Matano, F. & Torre, M. (2002). Geologia del settore irpino-dauno dell'Appennino Meridionale: unità meso-cenozoiche e vincoli stratigrafici nell'evoluzione tettonica mio-pliocenica. *Studi Geologici Camerti*, 1, 7-27.
- Billi A, Bosi V, De Meo A (1997) Caratterizzazione strutturale del rilievo del M. Massico nell'ambito dell'evoluzione quaternaria delle depressioni costiere dei fiumi Garigliano e Volturno (Campania settentrionale). *Italian Journal of Quaternary Sciences* 10:15-26.
- Bonardi, G., D'argenio, B. & Perrone, V. (1988a). Carta geologica dell'Appennino Meridionale. *Memorie della Societa Geologica Italiana* 41, Tav. all. in scala 1: 250.000.
- Bonardi, G., Amore, F.O., Ciampo, G., De Capoa, P., Miconnet, P. & Perrone, V. (1988b). Il complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 41, 17-35.
- Bonardi, G., Ciampo, G. & Perrone, V. (1985). La Formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano: ulteriori dati stratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, 104, 539-549.
- Bonardi, G., Cavazza, W., Perrone, V., Rossi, S., 2001. Calabria-Peloritani terrane and northern Ionian sea, in: *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Springer, pp. 287–306.
- Bonardi, G., Ciarcia, S., Di Nocera, S., Matano, F., Sgrosso, I. & Torre, M. (2009). Carta delle principali Unità Cinematiche dell'Appennino Meridionale. Nota illustrativa. *Italian Journal of Geosciences*, 128, 47–60 (scale 1:250000, 1 sheet).
- Boni, M. (1974). Le argille rosse continentali del passaggio Paleocene-Miocene nella piattaforma carbonatica Campano-Lucana. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, 93, 1059-1094.
- Boni, M., Ippolito, F., Scandone, P. & Zamparelli-Torre, V. (1974). L'unità del Monte Foraporta nel Lagonegrese (Appennino Meridionale). *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, 93, 469-512.

- Boni, M., Reddy, S.M., Mondillo, N., Balassone, G. & Taylor, R. (2012). A distant magmatic source for Cretaceous karst bauxites of Southern Apennines (Italy), revealed through SHRIMP zircon age dating. *Terra Nova*, 24, 326–332.
- Bosi V, Giordano G (1997) Stress field evolution in central Italy during middle-late Pleistocene: new information from southern Latium. *Italian Journal of Quaternary Sciences* 10:631-636.
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N., Santo A. (1991). Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy). *Zeisch fur Geomorphology, Suppl-Bd*, 82, 47-58.
- Bravi S., Civile D., Martino C., Putignano M.L., 2006. Interference pattern in the Mesozoic carbonates of MT. Fellino Ridge, Campania Apennines, Italy. *Bollettino – Società Geologica Italiana*, 125(1): 105-116
- Bravi S., Schiattarella M. (1988). Stratigrafia dei livelli ittiolitici eocenici dei Monti Alburni (Appennino Campano). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 41, 587-591.
- Bruno PP, Di Fiore V, Ventura G (2000) Seismic study of the ‘41st parallel’ fault system offshore the Campanian-Latinal continental margin, Italy. *Tectonophysics* 324:37–55.
- Butler RWH, S Mazzoli, S Corrado, Mauro De Donatis, D Di Bucci, R Gambini, G Naso, C Nicolai, D Scrocca, P Shiner, V Zucconi. 2000. Applying thick-skinned tectonic models to the Apennine thrust belt of Italy—Limitations and implications. *AAPG Special Volumes*, 647-667
- Caiazza C., Ascione A., Cinque A., 2006. Late Tertiary-Quaternary tectonics of the southern Apennines (Italy): New evidences from the Tyrrhenian slope. *Tectonophysics* 421, 23-51.
- Caiazza C, Cinque A, Merola D (2000) Relative chronology and kinematics of the Apenninic and anti-Apenninic faults in the Sorrento peninsula. *Mem Soc Geol Ital* 55:165–174
- Calabrò R.A., Corrado S., Di Bucci D., Robustini P. and Tornaghi M.; 2003: Thin-skinned vs. thick-skinned tectonics in the Matese Massif, central-southern Apennines (Italy). *Tectonophys.*, 377, 269-297.

- Carannante, G., Matarazzo, R., Pappone, G., Severi, C., Simone, L., 1988. Le calcareniti mioceniche della Formazione di Roccadaspide (Appennino campano-lucano). *Mem. Soc. Geol. It* 41, 775–789.
- Carminati, E., Lustrino, M. & Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579, 173–192.
- Castellano, M.C. & Sgroso, I. (1996). Età e significato dei depositi miocenici della formazione di M. Sierio e possibile evoluzione cinematica dell'unità Monti della Maddalena nell'Appennino campano-lucano. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 51, 239-249.
- Castelluccio C. & Napolitano P. (1989) - Nuovi dati sulla struttura dell'isola di Capri - *Rend. Soc. Geol. It.*, 12, pp. 25-28.
- Catalano S., Monaco C., Tortorici L., Paltrinier, W., Steel N., 2004. Neogene-Quaternary tectonic evolution of the southern Apennines. *Tectonics* 23, TC2003.
- Cavinato G.P., (1993). Recent tectonic evolution of the quaternary deposits of the Rieti basin (Central Apennines, Italy): southern part. *Geologica Romana* 29, 411-434
- Cerisola R, Montone P (1992) Analisi strutturale di un settore della catena dei Monti Ausoni–Aurunci (Lazio, Italia centrale). *Boll Soc Geol Ital* 111:449–457
- Cesarano, M., Pierantoni, PP, Turco, E. (2002) Structural analysis of the Albidona Formation in the Alessandria del Carretto-Platani area (Calabro-Lucanian Apennines, southern Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana Volume 1*, 669-676, 11 ff., 1 tab. f.t.
- Cestari G. (1964) Notizie geologiche sul flysch del Monte Massico (Caserta). *Bollettino Società Geologica Italiana* 83:277-283
- Cestari G. (1965) Descrizione geologica del gruppo del Monte Massico. *Bollettino Servizio Geologico Italiano* 86:45-64
- Ciarcia, S. & Vitale, S. (2013). Sedimentology, stratigraphy and tectonics of evolving wedge-top depozone: Ariano Basin, southern Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 290, 27–46.

- Ciarcia, S., Di Nocera, S., Matano, F. & Torre, M. (2003). Evoluzione tettono-sedimentaria e paleogeografica dei depocentri “wedge-top” nell'ambito del “foreland basin system” pliocenico dell'Appennino Meridionale (settore Irpino-Dauno). *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, 122, 117–137.
- Ciarcia, S., Vitale, S., Di Staso, A., Iannace, A., Mazzoli, S., Torre, M., 2009. Stratigraphy and tectonics of an Internal Unit of the southern Apennines: implications for the geodynamic evolution of the peri-Tyrrhenian mountain belt. *Terra Nova* 21, 88–96.
- Ciarcia, S., Mazzoli, S., Vitale, S. & Zattin, M. (2012). On the tectonic evolution of the Ligurian accretionary complex in southern Italy. *Geological Society of America Bulletin*, 124, 463–483.
- Cinque, A., Gliozzi E. & Esu D. (1986). Il riempimento della grotta Vascio ‘ofunno a Capri, primi risultati dello studio geomorfologico e paleontologico. In “Guida alle escursioni geomorfologiche”. Dip. Sc. Della Terra, pubbl.33, app. D, 105-116.
- Cioni, R., Santacroce, R. & Sbrana, A. (1999). Pyroclastic deposits as a guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma-Vesuvius Caldera. *Bull. Volcanol.*, 60, 207–222
- Cioni R., Bertagnini A., Santacroce R., Andronico D. (2008). Explosive activity and eruption scenarios at Somma-Vesuvius (Italy): a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 178, pp. 331-346
- Cippitelli, G. (2007). The CROP-04 seismic profile. Interpretation and structural setting of the Agropoli-Barletta Geotraverse. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 7, 267-281.
- Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Venturelli, G. (2009) Trace elements and Sr–Nd–Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: Genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos*, Volume 107, Issues 1–2, Pages 68-92
- Corrado S., L. Aldega, P. Di Leo, C. Giampaolo, C. Invernizzi, S. Mazzoli and M. Zattin. 2005. Thermal maturity of the axial zone of the southern Apennines fold-and-thrust belt (Italy) from multiple organic and inorganic indicators. *Terra Nova* 17, 56-65

- Corrado S., Perri F., Critelli, S., Muto F., Schito A., Tripodi, V., 2018. L. Aldega, Detecting syn-orogenic extension and sediment provenance of the Cilento wedge top basin (southern Apennines, Italy): mineralogy and geochemistry of fine-grained sediments and petrography of dispersed organic matter. *Tectonophysics*
- Cosentino, D., Cipollari, P., Marsili, P. & Scrocca, D. (2010). Geology of the central Apennines: a regional review. The geology of Italy: tectonics and life along plate margins: In: Beltrando, M., Peccerillo, A., Mattei, M., Conticelli, S., & Doglioni, C. (Eds.), *Journal of the Virtual Explorer*, 36. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.3809/jvirtex.2010.00223> (paper 12).
- Critelli, S. (1991) Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale. *Memorie Società Geologica Italiana* 38:601–19.
- Critelli S, Le Pera E (1994) Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the southern Apennines *thrust-top* basins (Italy). *Journal of Sedimentary Research* A64:824-835.
- Critelli, S. & Le Pera, E. (1995). La **Formazione di Castelvetro** nell'evoluzione petrostratigrafica dell'avanfossa del Tortoniano- Messiniano dell'Appennino Meridionale. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 114, 615-634.
- Critelli S (2018) Provenance of Mesozoic to Cenozoic circum-Mediterranean sandstones in relation to tectonic setting. *Earth-Science Reviews* 185:624-648.
- Crostella, A. & Vezzani, L. (1964). La geologia dell'Appennino foggiano. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 83, 121-142.
- D'Argenio, B. (1964), B. (1964) Una trasgressione del Cretacico Superiore nell'Appennino Campano, *Mem. Della Soc. Geo. Ita.*, vol.4 fasc.2, pp. 881-958.
- D'Argenio, B., Pescatore, T. & Scandone, P. (1973). Schema geologico dell'Appennino Meridionale (Campania e Lucania). *Atti del Conv. Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. Acc. Nazion. Lincei, 182, 49-72.

- D'Argenio, B., Barattolo, F., Budillon, F., Cesarano, M., Donadio, C., Pappone, G., Pugliese, A. & Putignano, M.L. (2011). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:25.000, sez. I NE Isola di Capri. Retrieved from www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/484_Isola_di_Capri.pdf
- Dazzaro, L., Di Nocera, S., Pescatore, T., Rapisardi, L., Romeo, M., Russo, B., Senatore, M., & Torre, M. (1988). Geologia del margine della catena appenninica tra il F. Fortore ed il T. Calaggio (Monti della Daunia - App. Merid.). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 411-422.
- De Corso S, Scrocca D, Tozzi M (1998) Geologia dell' anticlinale del Matese e implicazioni per la tettonica dell'Appennino molisano. *Boll Soc Geol Ital* 117:419–441
- de Gennaro R, Calcaterra D, Di Girolamo P, Langella A, de' Gennaro M (2003) Discovering the stone heritage of southern Italy: technical properties of the Mondragone marble from Campania region. *Environmental Geology* 44:266–276.
- de Gennaro R, Calcaterra D, Di Girolamo P, Langella A, de' Gennaro M (2013) I Marmi di Mondragone, In: de' Gennaro M, Calcaterra D, Langella A (eds) *Le Pietre storiche della Campania: dall'oblio alla riscoperta*, Luciano Editore, Napoli, pp 235-254, ISBN: 9788860261823.
- De Rita D., Giordano G. (1996) Volcanological and structural evolution of Roccamonfina volcano (Southern Italy) and structural origin of the summit caldera. In: Mc Guire W.J., Jones A.P. e Neuberg J. (Eds.), *Volcano instability on Earth and Other Planets*. Geol. Soc. Am. spec. publ. n. 110, pp. 209-224.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. & Knott, S.D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. Alpine tectonics: In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Geological Society, London, Special Publications*, 45, 265–283.
- Di Girolamo, P., Sgroso, I., De Gennaro, R. & Giurazzi, S. (2000). Metamorphic rocks in Campania (southern Italy): the 'Mondragone marbles'. Petrological and geological study. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 119, 761-766.

- Di Girolamo, P., Morra, V., Perrone, V. (1992) Ophiolitic olistoliths in the Miocene turbidites (Cilento Group) at Mt. Centaurino (southern Apennines, Italy). *Ofioliti* 17(2): 199-217
- Di Lauro, L. (2016). Rilevamento geologico-strutturale dell'area di Laviano (Monte Marzano, Appennino meridionale); Tesi di laurea triennale.
- Di Nocera, S., Torre, M., Viti, P. (1993) Le Arenarie di Caiazzo nell'evoluzione tortoniano-messiniana dell'Appennino Campano. *Atti Ticinesi Scienze Terra* 36:165-182.
- Di Staso A., Giardino S. (2002). New integrate biostratigraphic data about the Saraceno Formation (North-Calabrian Unit; Southern Apennines). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, vol. Spec., 1 (2), 517-526.
- Donzelli, G., Crescenti, U., 1962. Lembi di Flysch oligocenico affiorante a SE della Piana del Sele. *Mem. della Soc. Geol. Ital.* 3, 569–592.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L. & Rossetti, F. (2001). History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145, 809–820.
- Ferranti, L., Oldow, J.S. & Sacchi M. (1996) Pre-Quaternary orogen parallel extension in Southern Apenninic belt. *Tectonophysics*, 260, 325-348.
- Ghisetti F, Barchi M, Bally AW, Moretti I Vezzani L (1993) Conflicting balanced structural sections across the Central Apennines (Italy): Problems and implications. In: Spencer AM (ed) *Generation, accumulation and production of Europe's Hydrocarbons III*, Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, vol 3. Springer, Berlin, Heidelberg, pp 219–231
- Guerrera, F., Martín-Algarra, A. & Perrone, V. (1993). Late Oligocene-Miocene syn-late-orogenic successions in western and central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines. *Terra Nova*, 5, 525-544.
- Guerrera, F., Martín-Martín, M., Perrone, V., Tramontana, M., 2005. Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghreb Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova* 17, 358–367.

- Handy, M.R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Rev.* 102, 121–158. doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002
- Hippolyte J.C., Angelier J., Roure F., Casero P. (1994). Piggyback basin development and *thrust* belt evolution: structural and palaeostress analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Apennines. *Journal of Structural Geology*, Volume 16, Issue 2, Pages 159-173.
- Iannace, A., Vitale, S., D'Errico, M., Mazzoli, S., Di Staso, A., Macaione, E., Messina, A., Reddy, S.M., Somma, R., Zamparelli, V., Zattin, M., Bonardi, G., 2007. The carbonate tectonic units of northern Calabria (Italy): a record of Apulian paleomargin evolution and Miocene convergence, continental crust subduction, and exhumation of HP–LT rocks. *Journal of the Geological Society* 164, 1165–1186.
- Iannace, A., Frijia, G., Galluccio, L. & Parente, M. (2014). Facies and early dolomitization in Upper Albian shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy): paleotectonic and paleoclimatic implications. *Facies*, 60, 169–194.
- Ietto A., 1965 - Su alcune particolari strutture connesse alla tettonica di sovrascorrimento dei Monti Picentini (Appennino Meridionale). *Boll. soc. natur. napoli*, 74, 65-85.
- Ippolito, F., D'argenio, B., Pescatore, T. & Scandone, P. (1973). Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino Meridionale. *Trad. from «The guide-book of Italy», 134-155. Petroleum Exploration Society of Libya. Ist. Geol. Geof. Univ., pubbl. n.s., 15, Napoli.*
- Isaia, R., Vitale, S., Di Giuseppe, M.G., Iannuzzi, E., Tramparulo, F.D.A. & Troiano, A. (2015). Stratigraphy, structure and volcano-tectonic evolution of Solfatara maar-diatreme (Campi Flegrei, Italy). *Geological Society of America Bulletin*, 127, 1485-1504
- ISPRA (2018). Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000.
<http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/campania.html>
- Kastens K, Mascle J et al (1987) Proceedings ODP, LEG 107 Preliminary Report, Tyrrhenian Sea, College Station, TX (Ocean Drilling Program).

- Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* 5, 227–243.
- Mariani M., Prato R.; 1988: I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismicostratigrafico. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, pp. 519-531.
- Mattei M, Funiciello R, Kissel C, Laj C (1993) Neogene tectonic evolution of the Central Apennines (Italy) revealed by paleomagnetic and magnetic fabric analyses. *Ann Geofis* 2:75–81
- Mattei M, Funiciello R, Kissel C (1995) Paleomagnetic and structural evidence for Neogene block rotations in the Central Apennines (Italy). *J Geophys Res* 100:17863–17883
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation, in: *Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma 1970*. Tecnoscienza, pp. 739–785.
- Mazzoli, S., Corrado, S., De Donatis, M., Scrocca, D., Butler, R.W.H., Di Bucci, D., Naso, G., Nicolai, C. & Zucconi, V. 2000. Time and space variability of "thin-skinned" and "thick-skinned" thrust tectonics in the Apennines (Italy). *Rendiconti Lincei Scienze Fisiche e Naturali* 11, 5-39.
- Mazzoli, S., Aldega, L., Corrado, S., Invernizzi, C. & Zattin, M. (2006). Pliocene-quaternary *thrusting*, syn-orogenic extension and tectonic exhumation in the Southern Apennines (Italy): Insights from the Monte Alpi area. *Geological Society of America Special Paper*, 414, 55-77.
- Mazzoli, S., D’Errico, M., Aldega, L., Corrado, S., Invernizzi, C., Shiner, P. & Zattin, M. (2008). Tectonic burial and “young” (<10 Ma) exhumation in the southern Apennines fold and *thrust* belt [Italy], *Geology*, 36, 243–246.
- Mazzotti, A., Patacca, E. & Scandone, P. (eds.) (2007). Results of the CROP Project Sub-project CROP-04 Southern Apennines (Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 7, p. 314.
- Melluso, L., Morra, V., Guarino, V., de Gennaro, R., Franciosi, L. & Grifa, C. (2014). The crystallization of shoshonitic to peralkaline trachyphonolitic magmas in a H₂O-Cl-F-rich environment at Ischia (Italy), with implications for the feeder system of the Campania Plain volcanoes. *Lithos*, 201-211, 242-259

- Menardi Noguera A, Rea G (2000) Deep structure of the Campanian–Lucanian Arc (southern Apennines). *Tectonophysics* 324:239–265.
- Milia, A., Valente, A., Cavuoto, G., Torrente, M.M. (2017). Miocene progressive forearc extension in the Central Mediterranean *Tectonophysics*, Volumes 710–711, 25, Pages 232-248
- Milia, M., Torrente, M. M. (2015) Tectono-stratigraphic signature of a rapid multistage subsiding rift basin in the Tyrrhenian-Apennine hinge zone (Italy): A possible interaction of upper plate with subducting slab. *Journal of Geodynamics*, Volume 86, Pages 42-60
- Milia, M., Torrente, M. M. (2014) Early-stage rifting of the Southern Tyrrhenian region: The Calabria–Sardinia breakup. *Journal of Geodynamics*, Volume 81, Pages 17-29.
- Monda, M. (2017) Rilevamento geologico e analisi strutturale delle finestre tettoniche di Giffoni Valle Piana e Giffoni Sei Casali. Tesi Magistrale.
- Mostardini, F. & Merlini, S. (1986). Appennino Centro-meridionale: sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 35, 177–202.
- Naso, G., Tallini, M., Tozzi, M. (1995) Caratteristiche geologico-strutturali dell’area di Miranda (Isernia): un contributo alla comprensione dei rapporti tra le falde molisane e avanfossa del Messiniano-Pliocene inferiore. *Mem Soc Geo Ital* 114:423-441.
- Nicolai C, Gambini R, (2007) Structural architecture of the Adriaplatform- and-basin system. In: Mazzotti A, Patacca E, Scandone P (eds) Results of the CROP Project, Sub-project CROP—04. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, Special Issue, vol 7, pp. 21–37
- Ogniben, L. (1956). Flysch miocenico autoctono e parautoctono e argille scagliose alloctone nella zona di Caiazzo (Caserta). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 75, 169-179.
- Ogniben, L. (1958) Stratigrafia e microfaune del terziario della zona di Caiazzo (Caserta). *Rivista italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 64:199-286.
- Ogniben, L. (1960). Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia Nord-orientale. *Rivista Mineraria Siciliana*, 64 (65), 183–212.

- Ogniben, L., 1969. Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Memorie della Società Geologica Italiana* 8, 453–763.
- Okada, H., Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropaleontol.* 5, 321–325.
- Pace B., Di Matteo, P., Boncio, P. e Lavecchia G.(2001) Considerazioni sull’evoluzione geologica della Marsica Sud-Orientale (Abrusso, Appennino Centrale) sulla base di un’analisi integrata di dati stratigrafici e strutturali. *Boll. Soc. Geol. It.*, 120: 139-150, 7 figg., Roma
- Pantosti, D., Salvini, F., Velonà, M., 1986. Assetto geologico strutturale del promontorio del Circeo (Italia centrale). *Memorie della Società Geologica Italiana* 35, 611–621.
- Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990) - Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times - *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, pp. 425–451.
- Patacca, E., Scandone, P., Bellatalla, M., Perilli, N., Santini, U., 1992b. The Numidian-sand event in the southern Apennines. *Memorie di Scienze Geologiche* 18, 297–337.
- Patacca, E. Scandone, P., Bellatalla, M., Perilli, N. & Santini, U. (1992). The Numidian-sand Event in the Southern Apennines. *Memorie di Scienze Geologiche*, 43, 297-337.
- Patacca, E. & Scandone, P. (2007). Results of the CROP project, sub-project CROP–04. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 7, 75–119.
- Pescatore, T., Sgroso, I. & Torre, M. (1970). Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell’Appennino campano-lucano. *Memorie Società Naturalisti in Napoli*, 78, 337-408.
- Pescatore, T. & Sgroso, I. (1973). I rapporti tra la piattaforma Campano-Lucana e la piattaforma Abbruzzese-Campana nel Casertano. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 92, 925–938.
- Pescatore, T., Renda, P., Schiattarella, M. & Tramutoli, M. (1999). Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy. *Tectonophysics* 315, 269–286.

- Pescatore, T., Di Nocera, S., Matano, F. & Pinto, F. (2000). L'Unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei Monti del Sannio (Appennino Meridionale). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 119, 587 – 601 (scale 1:50000, 1 sheet).
- Pescatore, T., Di Nocera, S., Matano, F., Pinto, F., Quarantiello, R., Amore, O., Boiano, U., Civile, D., Fiorillo, L. & Martino, C. (2008). Geologia del settore centrale dei Monti del Sannio: nuovi dati stratigrafici e strutturali. *Memorie Descrittive Carta Geologica d'Italia*, 77, 77–95.
- Piedilato, S., Prosser, G., (2005) Thrust sequences and evolution of the external sector of a fold and thrust belt: An example from the Southern Apennines (Italy) *Journal of Geodynamics*, Volume 39, Issue 4, Pages 386-402
- Ramsay, J.G. (1967) Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill book Company, New York, 560 pp.
- Reiter, F., Acs, P. (1996-2003) TectonicsFP. Software for structural geology. Innsbruck University, Austria. <http://go.to/TectonicsFP>
- Rosi M, Sbrana A, Principe C (1983) The Phlegraean Fields; Structural Evolution, Volcanic History and Eruptive Mechanisms. *J. Volcan Geoth Res* 17:273-288.
- Rossetti, F., Faccenna, C., Goffé, B., Monié, P., Argentieri, A., Funicello, R., Mattei, M., 2001. Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc. *Tectonics* 20, 112–133.
- Rovereto G., 1907a. L'île de Capri est un lambeau de recouvrement. *Bull. Soc. Geol. France*, s.4, 7 , 162-163, Paris.
- Rovereto G., 1907b. L'isola di capri. *Atti Soc. Linguistica di Sc. Nat. E Geogr.*, vol. XVIII, 3-7, Genova.
- Russo, M., Zuppetta, A. & Guida, A. (1995). Alcune precisazioni stratigrafiche sul Flysch del Cilento (Appennino meridionale). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 114, 353–359.
- Sani, F., Del Ventisette, C., Montanari, D., Coli, M., Nafissi, P., Piazzini, A. (2004) Tectonic evolution of the internal sector of the Central Apennines, Italy. *Mar Pet Geo* 21:1235-1254.
- Sabbatino M., (2016). Analisi multidisciplinare dei depositi della “trasgressione Miocenica” nell'Appennino meridionale; Tesi di laurea magistrale.

- Santangelo N., Romano P., Ascione A. & Russo ermolli E. (2017). Quaternary evolution of the Southern Apennines coastal plains: a review. *Geologica Carpathica*, 68, 43-56.
- Santangelo N, Ciampo G, Di Donato V, Esposito P, Petrosino P, Romano P, Russo Ermolli E, Santo A, Toscano F, Villa I (2010) Late Quaternary buried lagoons in the northern Campania plain (southern Italy): evolution of a coastal system under the influence of volcano-tectonics and eustatism. *Italian J. Geosciences* 129:156–175.
- Santo, A. & Senatore, M.R. (1988). La successione stratigrafica dell'unità dauna a Monte Sidone (Castelluccio Valmaggiore, Foggia). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 431-438.
- Santo A. (1996). Le Ruditi dei Monti Alburni nel quadro dell'evoluzione altomiocenica dell'Appennino campano. *Boll. Soc. Geol. It.* 115, 519-528.
- Sartori R, Mascle G, Amaudric du Chaffaut S (1987) A review of circum-Tyrrhenian regional geology. *Proc. Init. Rep. ODP A107*:37-63.
- Sartori R, Mascle G, Bouillin JP, Girault J, Naud G, Pasini M, Piboule M (1990) Types and sources of large rock clasts and of heavy minerals from ODP sites 652, 653, 654, and 656 in the tyrrhenian sea: implications about the nature of the east sardinia passive continental margin. In: Kastens KA, Mascle J et al *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol 107, pp 29-35.
- Scandone P, Sgroso I, Bruno F (1964) Appunti di Geologia sul M. Bulgheria. *Boll Soc Nat Napoli* 72:19–27
- Scandone, P., Sgroso, I., 1965. Sulla paleogeografia della Penisola Sorrentina dal Cretacico superiore al Miocene. *Boll. Soc. Nat. in Napoli* 74, 159–177.
- Scandone, P. (1967). Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa ed i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. *Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli*, 76, 301–469.
- Scandone, P. (1972). Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative. *Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli*, 81, 225–300.

- Scandone, P. & Sgroso, I. (1974). La successione miocenica dell'alta Vallimala nella finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 93, 1043-1047.
- Schenk V (1990) The exposed crustal cross section of Southern Calabria (Italy): Structure and evolution of a segment of Hercynian crust. In: Salisbury MH, Fountain DM (eds) Exposed cross-sections of the continental crust, Kluwer, Dordrecht, pp 21-42.
- Scrocca D., Corrado S., Parotto M. (1995). Crustal shortening, tectonic loading and paleogeography of the interference region between the Central and the Southern Apennines (Italy). *TERRA NOVA* 7, 180-180
- Scrocca D., Tozzi M., (1999). Tettogenesi mio-pliocenica dell'Appennino molisano *Bollettino della Società geologica italiana* 118 (2), 255-286
- Scrocca D, S Sciamanna, E Di Luzio, M Tozzi, C Nicolai, R Gambini, (2007). Structural setting along the CROP-04 deep seismic profile (Southern Apennines-Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana*. Volume speciale, 283-296
- Segrè, A. (1959) Isola di Capri alla scala 1:25.000. In: Carta geologica d'Italia, foglio n°196 (Penisola Sorrentina – Isola di Capri). II ed.
- Selli, R. (1962). Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia Meridionale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 3, 733–789.
- Selli, R. (1957). Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia Meridionale. *Giornale Geologia*, 26, 1-54, Bologna.
- Serri F, Innocenti F, Manetti P (2001) Magmatism from Mesozoic to Present: petrogenesis, time-space distribution and geodynamic implications. In: Vai F, Martini IP (eds) *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, Springer, pp 77-103.
- Servizio Geologico d'Italia (1963-1972). Geological maps of Italy, scale 1:100.000. Retrieved from http://193.206.192.231/carta_geologica_italia/default.htm

- Sgrosso I (1974) I rapporti tra la piattaforma carbonatica Campano-Lucana e la piattaforma Abruzzese-Campana al Monte Massico (Caserta). *Bollettino Società Geologica Italiana* 93:1197-1209.
- Sgrosso I., (1998). Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud appenninico. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 117, 679-724.
- Shiner P, Beccacini A, Mazzoli S (2004) Thin-skinned versus thick-skinned structural models for Apulian Carbonate Reservoirs: constraints from the Val D'Agri Fields. *Marine and Petroleum Geology* 21:805–827.
- Signorini R., 1950. Sulla Tettonica dell'isola di Capri. *Boll. Soc. Geol. It.*, 69 (3), 516-534, 2 figg., Roma.
- Sperner, B., Ratschbacher, L., Ott, R. (1993) Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for a graphical presentation and reduced stress tensor calculation. *Comput Geosci* 19:1361-1388.
- Tavani S. & Cifelli F. (2010) - Deformation pattern analysis and tectonic implications of a décollement level within the Central Apennines (Italy), *Geological Journal*, 45, 582-596. DOI: 10.1002/gj.1198. (impact factor: 1.342).
- Tozzi, M., Menconi, A., Sciamanna, S. (1996) Studio strutturale del Monte Bulgheria (Cilento meridionale) e sue implicazioni per la tetto-genesi dell'Appennino campano-lucano. *Boll Soc Geol Ital* 115:249-278.
- Turco, E., (1976). La finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini, Salerno). *Boll. Soc. Nat. In Napoli*, 85:639-651.
- Vallario, A. (1964) Osservazioni geologiche sul Gruppo del Monte Massico (Caserta). *Memorie Società Geologica Italiana* 4:693-698.
- Vallario, A. (1966) Geologia del Monte Massico (Caserta). *Boll. Soc. Nat. In Napoli*, Volume LXXV.
- ViDEPI, 2018. <http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/pozzi/pozzi.asp>
- Vitale, S. & Ciarcia, S. (2018). Tectono-stratigraphic setting of the Campania region (southern Italy). *Journal of Maps*, Volume 14 (2), 9-21.

- Vitale, S., Amore, O., Ciarcia, S., Fedele, L., Grifa, C., Prinzi, E.P., Tavani, S., Tramparulo, F.D.A. (2018a) Structural, stratigraphic, and petrological clues for a Cretaceous–Paleogene abortive rift in the southern Adria domain (southern Apennines, Italy). *Geological Journal*, DOI: 10.1002/gj.2919
- Vitale, S., Prinzi, E.P., Ciarcia, S., Sabbatino, M., Tramparulo, F.D.A., Verazzo, G. (2018b) Polyphase out-of-sequence thrusting and occurrence of marble detritus within the wedge-top basin deposits in the Mt. Massico (southern Apennines): insights into the late Miocene tectonic evolution of the central Mediterranean. *International Journal of Earth Sciences* <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1664-0>
- Vitale, S., Ciarcia, S., Fedele, L., Tramparulo, F.D.A. (2018c) The Ligurian oceanic successions in southern Italy: The key to decrypting the first orogenic stages of the southern Apennines-Calabria chain system. *Tectonophysics* DOI: 10.1016/j.tecto.2018.11.010
- Vitale, S., Zaghloul, M. N., Tramparulo, F.D.A., Ouaragli, B. (2015) Deformation characterization of a regional thrust zone in the northern Rif (Chefchaouen, Morocco). *Journal of Geodynamics*, volume 77 pp.22-38
- Vitale S. and Isaia R., (2014). Fractures and faults in volcanic rocks (Campi Flegrei, southern Italy): insight into volcano-tectonic processes. *International Journal of Earth Sciences*, In press, doi: 10.1007/s00531-013-0979-0.
- Vitale, S. & Ciarcia, S. (2013). Tectono-stratigraphic and kinematic evolution of the southern Apennines/ Calabria–Peloritani Terrane system (Italy). *Tectonophysics* 583, 164–182.
- Vitale, S., Ciarcia, S., Mazzoli, S., Zaghloul, M.N., 2011. Tectonic evolution of the ‘Liguride’ accretionary wedge in the Cilento area, southern Italy: a record of early Apennine geodynamics. *Journal of Geodynamics* 51, 25–36.
- Vitale, S., Ciarcia, S., Mazzoli, S., Iannace, A., Torre, M., 2010. Structural analysis of the ‘Internal’ Units of Cilento, Italy: new constraints on the Miocene tectonic evolution of the southern Apennine accretionary wedge. *Comptes Rendus Geosciences* 342, 475–482.

- Vitale, S., Mazzoli, S., 2009. Finite strain analysis of a natural ductile shear zone in limestones: insights into 3-D coaxial vs. non-coaxial deformation partitioning. *Journal of Structural Geology* 31, 104–113.
- Vitale, S., 2005. Revisione delle unità carbonatiche in Calabria settentrionale: analisi strutturale e studio della deformazione finita. Ph.D. thesis, University Federico II, Naples.

Ringraziamenti

Volendo cominciare dal lato scientifico i miei più sentiti ringraziamenti vanno ai due referee, la prof.ssa Invernizzi e il prof. Ciarcia, i cui contributi hanno migliorato di molto la forma e la presentazione del mio lavoro di tesi mediante preziosi suggerimenti.

Tutto il resto è difficile da scindere. Di certo tutto il lavoro che è stato fatto sulla mia formazione è cominciato molto più indietro nel tempo, in diversi campi e sotto diverse forme, in un clima tanto di trasmissione del sapere che di espressione personale. Questo è stato un percorso che ha visto diverse figure le quali, sia in ruoli formali che spontanei, hanno avuto piacere di essermi da guida, per poco o per una lunga parte del mio percorso. Lo è stato Francesco, “Il Tramp”, praticamente un fratello maggiore, di quelli che ormai ti conoscono e sanno quello che stai facendo o farai prima ancora che glielo dici, di quelli che ci sono passati e raddrizzano la tua rotta a suon di schiaffi semplicemente per non farti rifare gli stessi errori, quelli che investono nelle persone e non nelle cose. Lo è stato Sabatino, spesso quella voce più matura, quella voce dalla visione più ampia, che ne ha viste tante, di quelli che nella vita hanno fatto un percorso talmente complesso che forse nemmeno loro l’avrebbero mai immaginato, per me ha sempre rappresentato il senso pratico del nostro gruppo, mi hanno insegnato molto come uomo. Per ultimo ma non di importanza c’è Stefano, che questa tesi ormai la conosce a memoria, che ha vissuto al mio fianco quasi tutto quello che ho fatto durante il mio percorso, che ha cercato di trasmettermi cosa significa essere un ricercatore, ma non si è fermato lì; mi sento fortunato e non temo smentite nel dire che è stato un rapporto fuori dal comune, come lui ripete spesso siamo stati sempre una comunità di pari e questo ha dato luogo a un confronto costante, umano così come scientifico. Non è la scelta più facile, non è automatica, non è la consuetudine. I progetti che abbiamo portato avanti sono stati ogni volta una sfida nuova e diversa.

Qui finisce un capitolo, si mette un punto, una bandiera dei robots su un mio traguardo personale. Prima ancora che finisca comincia quello che viene dopo, i prossimi obiettivi.

Ernesto